



# Analyse de la variabilité de la fonction de transfert d'un bassin versant et développement d'un modèle conceptuel faiblement paramétré, le modèle Storhy : application au bassin du Réal Collobrier

Jean Marc Neyret-Gigot

## ► To cite this version:

Jean Marc Neyret-Gigot. Analyse de la variabilité de la fonction de transfert d'un bassin versant et développement d'un modèle conceptuel faiblement paramétré, le modèle Storhy : application au bassin du Réal Collobrier. Hydrologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1992. Français. NNT : . tel-00801899

**HAL Id: tel-00801899**

**<https://theses.hal.science/tel-00801899>**

Submitted on 18 Mar 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



# THESE

présentée par

**Jean-Marc NEYRET - GIGOT**  
(MST AIR & EAU CHAMBERY)

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

**l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I**

(Arrêtés ministériels du 23 novembre 1988 et du 30 mars 1992)

Spécialité : Mécanique

---

## Analyse de la variabilité de la fonction de transfert d'un bassin versant et développement d'un modèle conceptuel faiblement paramétré : le modèle Storhy (Application au bassin du Réal Collobrier)

---

Date de soutenance : 9 octobre 1992

Composition du jury :

M. PERRIER

Président

M. LAVABRE

Rapporteurs

M. MASSON

M. GRESILLON

Examineurs

M. OBERLIN

M. OBLED

Thèse préparée au sein du Laboratoire d'étude  
des Transferts en Hydrologie et Environnement  
GRENOBLE

Univ. J. Fourier - O.S.A.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 43 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003



# THESE

présentée par

**Jean-Marc NEYRET - GIGOT**  
(MST AIR & EAU CHAMBERY)

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

**l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I**

(Arrêtés ministériels du 23 novembre 1988 et du 30 mars 1992)

Spécialité : Mécanique

---

## **Analyse de la variabilité de la fonction de transfert d'un bassin versant et développement d'un modèle conceptuel faiblement paramétré : le modèle Storhy (Application au bassin du Réal Collobrier)**

---

Date de soutenance : 9 octobre 1992

Composition du jury :

M. PERRIER	Président
M. LAVABRE	Rapporteurs
M. MASSON	
M. GRESILLON	Examineurs
M. OBERLIN	
M. OBLED	

Thèse préparée au sein du Laboratoire d'étude  
des Transferts en Hydrologie et Environnement  
GRENOBLE

10095851



## AVANT-PROPOS

Ce travail a été effectué au sein de l'équipe d'Hydrologie de Surface du Laboratoire d'étude des transferts en Hydrologie et Environnement. Il n'aurait pu être réalisé sans le concours de toutes les personnes dont j'aimerais ici exprimer ma reconnaissance.

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur CHARLES OBLED, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure d'hydraulique et de Mécanique de Grenoble, pour la confiance qu'il m'a témoignée en m'intégrant dans son équipe et en assurant la direction de la thèse.

Des remerciements chaleureux iront à Monsieur JEAN-MICHEL GRESILLON, Maître de Conférences à l'Université Joseph Fourier, co-directeur de la thèse, qui a initié et encadré ce travail. Je tiens à lui exprimer ici toute ma gratitude pour m'avoir soutenu, conseillé pendant ces longues années, ne ménageant ni son temps, ni sa peine.

Je remercie Monsieur GUY PERRIER, Directeur de l'Ecole doctorale de Mécanique de Grenoble de m'avoir fait l'honneur de présider le Jury, qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude.

Monsieur JACQUES LAVABRE, Ingénieur de Recherche au CEMAGREF d'Aix-en-Provence, gestionnaire du bassin versant expérimental du Réal Collobrier nous a fait découvrir le bassin et fait profiter des données. Qu'il soit remercié pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail et sa participation au jury comme rapporteur.

Monsieur JEAN MARIE MASSON, Maître de Conférences à l'Université de Montpellier, a également accepté de faire partie de ce jury. Sa rigueur scientifique et son esprit critique m'ont grandement aidé dans l'élaboration de ce document. Qu'il soit remercié ici de sa contribution.

Monsieur GUY OBERLIN, Directeur de Recherche au CEMAGREF de Lyon, a bien voulu s'intéresser à nos travaux et a accepté de participer au jury. Je l'en remercie très sincèrement.



J'aimerais également remercier YVES RODRIGUEZ qui m'a guidé pour faire mes premiers pas en hydrologie et m'a insufflé le goût pour les manipulations informatiques.

Je tiens aussi à citer et remercier les membres du groupe parmi lesquels PHILIPPE BOIS, DANIEL SEMPERE, JACQUES WENDLING, PASCAL LARDET ont contribué à créer un environnement amical et dont les discussions, ou les avis, m'ont été profitables.

J'adresse des remerciements amicaux à J.D. Creutin, G. Delrieu, S. Fabry, J.F. Daïan, J.L. Thony...

Que ne soient oubliés ceux qui ont également participé à la vie et la convivialité de l'équipe: F. Abada, A. Antonino, J. Bellini, P. Crochet, C. Salles, G.M. Saulnier, A. Schober, A. Taha, et les autres ...

Je dédie ce mémoire  
A mes parents

## SOMMAIRE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

### Introduction

p. 1

## CHAPITRE I INTRODUCTION

### PRESENTATION DES BASSINS ET DES DONNEES

#### I.1 Rapide aperçu de la modélisation hydrologique

p. 5

##### I.1.1 Classification des modèles hydrologiques

p. 5

##### I.1.2 Rapide historique de la modélisation hydrologique

p. 6

##### I.1.3 Brève description des mécanismes de formation des crues

p. 8

##### I.1.4 Place de notre analyse dans les modèles hydrologiques

p. 9

#### I.2 Présentation des bassins et des données

p. 11

##### I.2.1 Bassin de Polaka

p. 11

##### I.2.2 Bassin du Gardon d'Anduze

p. 14

##### I.2.3 Bassin du Réal Collobrier

p. 16

##### I.2.4 Sous-bassins du Réal Collobrier: Valescure et les Maurets

p. 19

## CHAPITRE II ANALYSE DE LA VARIABILITE DE LA FONCTION DE TRANSFERT D'UN BASSIN VERSANT

#### II.1 La linéarité dans la relation pluie débit

p. 25

##### II.1.1 L'Hydrogramme Unitaire

p. 25

##### II.1.2 Modèles autorégressifs à moyenne mobile

p. 26

##### II.1.3 La non linéarité dans la relation pluie-débit

p. 27

##### II.1.4 Conclusion et présentation du travail développé dans ce chapitre

p. 28

<b>II.2 Description des outils utilisés</b>	<b>p. 30</b>
<b>II.2.1 Analyse des récessions</b>	<b>p. 30</b>
A Rapide bibliographie sur les récessions	p. 30
B Les Récessions et l'Hydrogramme Unitaire	p. 33
<b>II.2.2 Description de la DPFT</b>	<b>p. 37</b>
A Principe	p. 38
B L'écriture en différence des systèmes	p. 39
C L'algorithme itératif et alterné	p. 40
<b>II.2.3 Critères de qualité</b>	<b>p. 43</b>
 <b>II.3 Etude des récessions de crue. Bassin de Polaka</b>	 <b>p. 45</b>
<b>II.3.1 La fonction de transfert de Polaka</b>	<b>p. 45</b>
<b>II.3.2 Obtention des paramètres de récession</b>	<b>p. 46</b>
<b>II.3.3 Présentation des variables explicatives de la corrélation multiple</b>	<b>p. 51</b>
<b>II.3.4 Analyse des coefficients de récession</b>	<b>p. 54</b>
A Première phase de récession	p. 55
B Seconde phase de récession	p. 60
C Influence de la saison	p. 64
<b>II.3.5 Conclusions</b>	<b>p. 68</b>
 <b>II.4 Analyse des fonctions de transfert. Bassin du Réal Collobrier</b>	 <b>p. 69</b>
<b>II.4.1 Objectifs</b>	<b>p. 69</b>
<b>II.4.2 Identification des fonctions de transfert des bassins du Réal Collobrier, de Valescure et des Maurets</b>	<b>p. 70</b>
<b>II.4.3 Partitionnement d'épisodes sur le Réal Collobrier</b>	<b>p. 77</b>
<b>II.4.4 Analyse des pluies efficaces</b>	<b>p. 85</b>
A Rôle des contraintes imposées à la pluie dans la DPFT	p. 85
B Le coefficient de ruissellement instantané et les pertes pour le ruissellement	p. 88
C Analyse des pluies efficaces sur un échantillon partitionné	p. 92
D Relation linéaire entre débit de perte et pluies brutes	p. 97
<b>II.4.5 Conclusions</b>	<b>p. 99</b>
 <b>II.5 Conclusion du chapitre</b>	 <b>p. 100</b>

## CHAPITRE III IDENTIFICATION D'UNE FONCTION DE TRANSFERT COURTE

<b>III.1 Introduction</b>	<b>p. 101</b>
 <b>III.2 Application de la méthode DPFT en vue de l'identification simultanée d'une fonction de transfert courte et d'un jeu de lames efficaces</b>	 <b>p. 102</b>
<b>III.2.1 Position du problème</b>	<b>p. 102</b>
<b>III.2.2 Techniques numériques employées</b>	<b>p. 105</b>
 <b>III.3 Modification de l'algorithme de la DPFT: initialisation par une FT imposée au départ</b>	 <b>p. 108</b>
<b>III.3.1 Description de l'algorithme</b>	<b>p. 109</b>
A Fonctionnement de l'algorithme	p. 109
B Contraintes de lissage sur les lames efficaces	p. 111
<b>III.3.2 Application de l'algorithme au Réal Collobrier</b>	<b>p. 112</b>
A Introduction d'une fonction de transfert calculée par MNT	p. 112
B Détermination du nombre optimal de coefficients de la FT	p. 114
C Effet de forme des FT	p. 116
D Conclusions	p. 120
 <b>III.4 Application de la DPFT</b>	 <b>p. 121</b>
<b>III.4.1 Initialisation de l'algorithme par des pluies à structure exponentiellement décroissantes. Bassin de Polaka</b>	<b>p. 121</b>
<b>III.4.2 Remplacement des pluies nulles par des pluies d'intensité constantes. Bassin du Réal Collobrier</b>	<b>p. 128</b>
<b>III.4.3 Conclusion sur la méthode</b>	<b>p. 133</b>
 <b>III.5 Conclusion sur l'identification d'une FT courte</b>	 <b>p. 134</b>



## CHAPITRE IV PRESENTATION D'UN MODELE A RESERVOIR AVEC FONCTION DE TRANSFERT COURTE

IV.1 Présentation d'un modèle pluie-débit de type réservoir avec fonction de transfert courte	p. 135
IV.1.1 Présentation du modèle STORHY	p. 136
A Principes de base	p. 137
B Génération des écoulements à l'échelle de la parcelle	p. 137
C Transfert dans le réseau hydrographique	p. 140
D Construction des hydrogrammes	p. 142
E Modèle distribué	p. 144
F Ecriture matricielle des hypothèses du modèle global	p. 146
IV.1.2 Propriétés des lames efficaces	p. 148
A Relation entre pluie brute et lames efficaces	p. 148
B Analyse de la signification des paramètres du modèle et de leur sensibilité	p. 150
IV.2 Analyse de la compatibilité du modèle aux données du Réal Collobrier	p. 153
IV.3 Conclusions	p. 156

## CHAPITRE V MISE AU POINT D'UNE FONCTION DE PRODUCTION COMPATIBLE AVEC LES HYPOTHESES D'UNE FONCTION DE TRANSFERT RAPIDE

V.1 Objectifs	p. 157
V.2 Méthodes employées pour l'identification d'une fonction de production	p. 158
V.2.1 Algorithmes d'optimisation	p. 158
A Méthode des grilles emboîtées	p. 158
B Algorithme du Simplex	p. 159
C Algorithme du gradient	p. 164
D Condition d'emploi des algorithmes	p. 166
V.2.2 Analyse de structure	p. 167

V.3 Présentation de la fonction de production et des données	p. 172
V.3.1 Description de la fonction de production - rappels	p. 172
V.3.2 Les données utilisées	p. 173
V.3.3 Les lames efficaces servant au calage	p. 174
V.4 Réservoir linéaire	p. 175
V.4.1 $a$ et $\alpha$ invariants caractéristiques du bassin	p. 175
V.4.2 $a$ et $\alpha$ paramètres calculés épisode par épisode	p. 178
A Calibration	p. 178
B Validation: introduction du débit initial	p. 178
C Essai d'interprétation de la variabilité des paramètres $a$ et $\alpha$ .	p. 183
V.4.3 Conclusion sur l'emploi d'un réservoir linéaire	p. 186
V.5 Réservoir non linéaire	p. 187
V.5.1 Etude de la variabilité temporelle de $\alpha$ .	p. 187
A Mise en évidence d'une relation entre $\alpha$ et la pluie cumulée	p. 188
B Modélisation de $\alpha$ .	p. 190
V.5.2 Etude de la variabilité temporelle de $a$ .	p. 193
A Structure de la variable	p. 193
B Modélisation de $a$ .	p. 194
V.5.3 Variabilité conjointe de $a$ et $\alpha$ .	p. 197
A Fonction de production à quatre paramètres d'initialisation	p. 197
B Introduction de la corrélation multiple pour expliquer les quatre paramètres du modèle	p. 200
C Modélisation par deux paramètres d'initialisation	p. 203
D Application de la corrélation multiple pour expliquer les deux paramètres du modèle	p. 203
V.5.4 Conclusion sur l'emploi d'un réservoir non linéaire	p. 206



<b>V.6 Mise au point d'une fonction de production applicable en contexte opérationnel.</b>	<b>p. 208</b>
V.6.1 Recherche d'une fonction de production définie sans initialisation	p. 209
V.6.2 Recherche simultanée d'une FP et d'une FT.	p. 218
A Optimisation simultanée des coefficients de la FT et des paramètres de la FP	p. 218
B Introduction d'une fonction-retard	p. 221
V.6.3 Conclusion	p. 223
<b>V.7 Application du modèle à d'autres bassins</b>	<b>p. 224</b>
V.7.1 Gardon d'Anduze	p. 224
V.7.2 Sous bassins du Réal Collobrier: Maurets et Valescure	p. 227
A Maurets	p. 227
B Valescure	p. 228
V.7.3 Conclusions	p. 229
<b>V.8 Conclusions</b>	<b>p. 231</b>
<b>CONCLUSION GENERALE</b>	<b>p. 233</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	
<b>ANNEXE I</b>	<b>9 p.</b>
<b>ANNEXE II</b>	<b>15 p.</b>
<b>ANNEXE III</b>	<b>8 p.</b>
<b>ANNEXE IV</b>	<b>14 p.</b>
<b>ANNEXE V</b>	<b>13 p.</b>

## INTRODUCTION

La récente crue catastrophique de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine le 22 Septembre 1992, faisant suite à celle de Nîmes du 3 Octobre 1988, a montré à quel point de tels drames pouvaient coûter sur le plan humain et économique. La protection des populations contre ces risques naturels, par l'aménagement d'endiguements de rives ou la construction de barrages écrêteurs de crue n'est pas toujours possible. Une alternative, plus dynamique, consiste en la mise en place de systèmes d'annonce de crue.

Parallèlement, ces dernières années, les problèmes de déficit en eau dans certaines régions européennes peu habituées à de telles pénuries - et obligeant à un certain "rationnement des prélèvements d'eau - ont attiré l'attention sur le fait que les ressources en eau ne sont pas une manne sans limite. La demande croissante d'une eau en quantité et qualité suffisante nécessite plus que jamais de connaître de manière précise le fonctionnement du cycle de l'eau.

Ces deux excès dans la disponibilité de la gestion des ressources en eau montrent la nécessité d'étudier les mécanismes générateurs de crue puis, en un second temps, d'élaborer des modèles pour simuler et prévoir les débits dans les rivières. Nous nous intéresserons dans ce travail à ce deuxième volet relatif à la simulation et à la prévision des débits notamment en cas de crue.

La littérature hydrologique propose une grande diversité de modèles de simulation plus ou moins utilisables en prévision. Cette abondance s'explique de deux manières.

Tout d'abord, les modèles en question n'ont pas tous les mêmes objectifs. Prévoir des débits peut en réalité recouvrir plusieurs significations: On peut chercher à prévoir les volumes qu'une rivière est susceptible d'apporter à une réserve d'eau selon divers scénarios d'épisodes pluvieux. Dans ce cas le but recherché - une gestion de réservoir - privilégie la prévision des volumes plutôt que la chronologie précise des débits. On peut aussi vouloir anticiper les crues d'une rivière capable de provoquer des inondations afin de prévenir, d'alerter les populations concernées. Dans ce cas la chronologie des débits est essentielle. D'autres applications sont également possibles: aide à la prédétermination des débits pour le dimensionnement des ouvrages par exemple. Les modèles utilisés privilégieront donc dans chaque cas un aspect ou un autre.

D'autre part, la réponse d'un bassin résulte de l'activation de nombreux mécanismes. Cette grande diversité des mécanismes est l'occasion pour l'hydrologue de proposer et de tester de nombreuses modélisations différentes mais en contrepartie la complexité et le nombre de ces



mécanismes ne permet pas d'établir de lois générales pouvant décrire le fonctionnement d'un bassin dans sa globalité.

Un autre écueil est l'absence de phénomènes physiques prédominants extrapolables à n'importe quel bassin: si tel mécanisme est majoritaire sur un bassin britannique soumis à des influences océaniques, il n'est pas pour autant transposable à un bassin montagneux d'une région méditerranéenne. La grande diversité d'origine des écoulements générant les crues, due à la personnalité de chaque bassin versant qui privilégie tel mécanisme de ruissellement, rend difficile la généralisation des modèles hydrologiques.

Cette variabilité géographique provoquant une grande diversité de réponses, un bassin possède également un comportement qui fluctue dans le temps. L'hétérogénéité temporelle des réponses est particulièrement accusée dans les régions où les saisons sont spécialement contrastées. Ainsi un bassin méditerranéen aura des réactions très variables selon qu'il s'agit de précipitations automnales ou hivernales ou bien d'orages d'été.

En conséquence, à cette complexité de mécanismes hydrologiques correspond pour le moment une grande diversité de modèles, compte tenu de notre incapacité à modéliser réellement tous les processus, bien que certains efforts dans ce sens aient été tentés depuis plusieurs années.

---

Parmi la diversité des modèles disponibles, il existe deux points de vue: la modélisation en continu qui exige en principe que l'on puisse disposer de séries continues de très longue durée et la modélisation par événement.

La première est relativement plus simple pour le modélisateur car le suivi en continu permet de connaître à tout moment l'état initial du bassin. Elle est en revanche très coûteuse en données.

La seconde cherche à se suffire de la connaissance d'épisodes isolés les uns des autres. A priori moins lourde en terme de gestion de réseau hydrologique, elle a par contre un handicap sur la précédente: l'état antérieur du bassin doit être introduit comme variable; celle-ci est difficile à chiffrer et il arrive souvent qu'elle constitue un "paramètre d'initialisation" ajusté a posteriori pour permettre une bonne simulation des débits observés. Dans ce cas, il s'agit de modèles de simulation et non plus de prévision réelle.

Dans le cadre de ce travail, il sera question de ce dernier point de vue (prévision ou plutôt simulation crue par crue). C'est celui qu'ont adopté un bon nombre de nos prédécesseurs de l'ex groupe Hydrologie de l'Institut de Mécanique de Grenoble, devenu Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, dans le but de comparer entre elles les aptitudes de différents modèles ainsi que les éventuels processus sous-jacents. Pour ne citer que les derniers, Daniel Sempere, utilisant la méthode DPFT, identifiait sur le Réal Collobrier des pluies efficaces et les comparait à celles que prévoient trois modèles de production différents. La conclusion donnait clairement la préférence à une production de type "réservoir" (modèle de Lorent). Jacques Wendling, sur un jeu d'épisodes très semblable du même bassin versant, analysait l'aptitude de Topmodel à reconstituer correctement les crues observées, et proposait certaines adaptations de ce modèle pour lui permettre de meilleures performances.

En ce qui nous concerne, en utilisant toujours le même jeu de données du Réal Collobrier, nous nous sommes d'abord interrogés sur la pertinence de l'hypothèse d'unicité et d'invariance de la fonction de transfert d'un bassin versant et sur les répercussions, dans le cadre d'une réponse négative à la question, sur l'identification d'un jeu de pluies efficaces.

En forçant l'algorithme de la DPFT par des contraintes particulières nous avons cherché ensuite à identifier une fonction de transfert de courte durée de type "isochrone", plus susceptible d'invariance que la fonction de transfert de type Hydrogramme Unitaire.

Puis nous avons cherché à ajuster un modèle particulier (le modèle "STORHY") à la prévision, ou plutôt à la simulation, des débits sur le Réal Collobrier avec une fonction de transfert de courte durée et un réservoir linéaire comme fonction de production. Nous verrons que les paramètres de ce modèle dans sa version la plus simple ont une signification hydrologique très rustique: il s'agit du coefficient de récession de la crue et de son coefficient de ruissellement.

On verra également que cette rusticité voulue afin de permettre une modélisation en absence de nombreuses données, permet des résultats raisonnables mais ne peut pas vraiment être maintenue si l'on souhaite des performances élevées. Ainsi nous proposons une version plus sophistiquée du modèle, ajustée sur le Réal Collobrier et appliquée à d'autres bassins, apportant quelques informations sur la fonction de transfert courte et capable de fournir des résultats intéressants.

## **CHAPITRE I**

### **INTRODUCTION**

#### **PRESENTATION DES BASSINS ET DES DONNEES**

<b>I.1 Rapide aperçu de la modélisation hydrologique</b>	<b>p. 5</b>
I.1.1 Classification des modèles hydrologiques	p. 5
I.1.2 Rapide historique de la modélisation hydrologique	p. 6
I.1.3 Brève description des mécanismes de formation des crues	p. 8
I.1.4 Place de notre analyse dans les modèles hydrologiques	p. 9
<b>I.2 Présentation des bassins et des données</b>	<b>p. 11</b>
I.2.1 Bassin de Polaka	p. 11
I.2.2 Bassin du Gardon d'Anduze	p. 14
I.2.3 Bassin du Réal Collobrier	p. 16
I.2.4 Sous-bassins du Réal Collobrier: Valescure et les Maurets	p. 19



## I.1 RAPIDE APERCU DE LA MODELISATION HYDROLOGIQUE

Dans les années 1920, les premiers modèles empiriques pluie-débit sont apparus. A partir des années 1930, le besoin de lois extensibles à grande échelle, fit apparaître les premiers concepts (Hydrogramme Unitaire, Sherman 1932, théorie de l'infiltration Horton 1935) représentant les modèles hydrologiques, au sens moderne du terme. Ils décrivent de manière simplifiée les mécanismes de transformation pluie-débit à l'échelle du bassin versant.

Par la suite, le nombre de modèles s'accrut très vite, surtout dans les années 1960 où l'usage de calculateurs permit de valider sur des données les concepts pressentis ou mis en évidence par l'expérimentation. Ce foisonnement de modèles (reposant tous sur des hypothèses ou des développements différents) nécessite d'avoir recours à une classification qu'on peut réaliser à partir de nombreux critères:

### I.1.1 CLASSIFICATION DES MODELES HYDROLOGIQUES

Le degré de complexité de la représentation pluie-débit constitue un critère. Selon cette classification, on distinguera:

- les modèles globaux (ou systémiques) qui considèrent le bassin comme une seule entité. Dans ce cas, un jeu de paramètres décrit de manière spatialement uniforme l'ensemble des variables du modèle (pluie etc ...). Ces modèles, de conception simple, sont les plus faciles à manipuler.

- les modèles distribués prennent en compte la spatialisation à plusieurs niveaux. Les entrées peuvent avoir une distribution spatiale tout comme les caractéristiques du bassin, susceptible d'être morcelé en unités homogènes selon différents critères (topographie, capacité au ruissellement ou à l'infiltration, etc ...).

La limite entre ces deux familles est parfois ténue: on peut introduire en effet une certaine variabilité spatiale (dans les pluies par exemple) dans les modèles globaux. Un modèle est semi-distribué si l'on considère une variabilité spatiale des caractéristiques du bassin mais où les entrées (la pluie) sont estimées à partir d'une valeur moyenne.

Un autre distinction peut être faite par le type de formulation qu'on envisage: un modèle mathématique voit sa formulation exprimée par des relations linéaires ou nonlinéaires. On reviendra au II.1 un peu plus en détail sur ce point. Nous retiendrons pour le moment que les modèles dits "linéaires" procèdent souvent à une décomposition de la transformation pluie-débit en deux parties: une partie appelée "production" et une autre nommée "transfert" qui présente les propriétés algébriques de linéarité.



En 1973, Clarke fit une autre classification à partir d'un inventaire des modèles hydrologiques utilisés alors. Il distingue quatre types d'approches: l'approche empirique E, déterministe D, conceptuelle C ou stochastique S (avec toutes les combinaisons possibles entre elles (SC, SE, DC, DE (Clarke 1973)), aucun modèle n'étant purement constitué de l'une ou de l'autre).

Dans les modèles stochastiques, les fluctuations aléatoires des variables internes ou de sortie sont prises en considération et "le concept de probabilité est introduit dans la formulation du modèle" (Chow 1964 dans Clarke 1973).

Par opposition, si les variables du modèle sont privées de variation aléatoire et que la sortie du modèle est expliquée par la transformation de grandeurs mesurées en entrée, le modèle sera déterministe.

Les modèles conceptuels représentent la transformation pluie-débit par l'emploi de schématisations cherchant à décrire chaque phénomène physique intervenant dans le cheminement des eaux.

Un modèle empirique établit la correspondance entre l'entrée et la sortie du modèle par une formulation mathématique dépourvue de relation avec les processus physiques.

Plus récemment, en 1988, Todini ne distingue plus que deux familles importantes: l'approche stochastique et l'approche physique. Pour chaque classe, il fait intervenir trois niveaux de complexité croissante: les modèles globaux (Lumped Integral Models); les modèles distribués intégrés (Distributed Integral Models) qui comprennent les modèles conceptuels (Sacramento, Stanford) et qui font intervenir, pour chaque compartiment du bassin indépendant des autres, des bilans souvent fondés sur des formules empiriques; enfin il mentionne les modèles différentiels distribués (Distributed Differential Models) où le bassin est représenté sous la forme d'une juxtaposition d'éléments, distribués dans le temps et l'espace réagissant les uns sur les autres, et dont les interactions sont régies par des équation différentielles (SHE par exemple).

### 1.1.2 RAPIDE HISTORIQUE DE LA MODELISATION HYDROLOGIQUE

Nous commencerons arbitrairement le début de notre survol de la modélisation hydrologique dans les années soixante, date à laquelle ces modèles commencent à se généraliser.

Depuis le modèle de Stanford en 1966 (Crawford & Linsley), cette période fut marquée par l'apparition de modèles distribués, découpant un bassin en éléments homogènes dont chaque unité participe à la génération des débits. Comme le modèle de Stanford, NAM (1973) appartient, au sens de Clarke, aux modèles déterministes conceptuels mais n'incorpore pas de variabilité spatiale pour les variables du bassin. Dans les années 1970, de nombreux modèles conceptuels, distribués ou non, sont mis au point (CREC, CEQUEAU, Sacramento, SSARR etc ...)

Ces modèles font intervenir dans leur structure la majorité des phénomènes physiques qui participent au devenir de l'eau. NAM fait contribuer quatre réservoirs (réservoir de neige, réservoir supérieur d'interception par la végétation ou le sol, réservoir inférieur alimenté par l'infiltration et la zone souterraine, réservoir souterrain) et prend en compte dix systèmes d'échanges (fusion nivale, évaporation, débit hypodermique, écoulement de surface, infiltration, recharge de la zone souterraine, recharge de la zone inférieure, flux capillaire, pompage et le débit de base). Une intéressante comparaison de sept modèles est faite par Franchini et Pacciani (1991), notamment sur le plan du rôle du transfert.

Ces modèles complexes font intervenir deux modules principaux pour décomposer la relation pluie-débit. L'un prend en charge le bilan hydrique du sol, l'autre le transfert des volumes produits. Cependant la complexité de leur structure les autorise à propager chaque sous-composante du modèle. Ainsi Stanford IV distingue quatre composantes à propager (surfaces imperméables, écoulement sur le sol, ruissellement hypodermique et débit de base). NAM est plus économique puisqu'il en utilise seulement trois (transfert des débits hypodermiques, de l'écoulement de surface, du débit de base).

La description relativement détaillée du fonctionnement de tels modèles laisse deviner la quantité importante de paramètres mis en jeu. S'il en faut 15 pour NAM, Stanford n'en exige pas moins de 40! Dans ces conditions, il est hors de question d'optimiser les paramètres ou de mesurer toutes les informations qui entrent dans la composition des modèles. En général (Schober 1991), ces paramètres ne sont pas très sensibles et il suffit souvent d'en donner des ordres de grandeur sans provoquer de bouleversements notables dans les résultats. Par exemple pour NAM, une analyse de sensibilité montre que sur les 15 paramètres seuls 9 sont vraiment actifs. En outre ces modèles sont très consommateurs de données (température, évaporation, etc) en plus des indispensables données de pluie. Pour un bon calage, ils exigent entre 3 à 5 ans de données.

Stanford IV fut un des premiers modèles à tenir compte stochastiquement de la variabilité spatiale de certaines composantes du modèle. Cette tentative de spatialisation utilise une distribution spatiale empirique très simple appliquée à l'infiltration, l'écoulement hypodermique et l'écoulement rapide.

Le début des années 1980 vit apparaître des modèles dans lesquels fut intégrée une plus complète variabilité tant sur les variables d'entrée que sur les caractéristiques du bassin. Ces modèles diffèrent des modèles conceptuels antérieurs pour deux raisons principales:

- Ils prennent en compte des lois physiques pour les différentes composantes du ruissellement et pour les variables intermédiaires. Ces lois physiques (Richards pour l'infiltration de la zone non saturée, Darcy pour les transferts souterrains et de Saint Venant pour la propagation en rivière (Todini 1988)) ont l'avantage (et l'inconvénient) par rapport aux approches antérieures d'utiliser de véritables grandeurs physiques mesurées sur le bassin plutôt que d'évaluer numériquement des paramètres sans signification particulière (ex. SHE).



- Ces modèles à base physique découpent les bassins en sous unités de manière plus fine et plus systématique.

Des variantes de ces modèles furent élaborées pour rendre compte d'autres phénomènes qui touchent à l'hydrologie tels que l'érosion, le transport de matière solide (SHÉtrans) ou de pollution. Si ces modèles représentent un progrès par rapport aux travaux précédents puisque intégrant dans leur structure des phénomènes physiques de transfert, en revanche ils demandent des solutions numériques élaborées et des ordinateurs de grosse capacité.

Ces modèles distribués ne sont pas parvenus à donner réellement des résultats probants. Les modules ont besoin d'être alimentés par une foule de données difficilement accessibles (comme celles qui caractérisent le sous-sol par exemple), chose difficilement applicable pour des bassins non spécialement équipés pour de telles mesures. D'autre part la réduction du comportement d'un bassin à un enchevêtrement de processus élémentaires gouvernés par des lois physiques mises en évidence hors contexte dans des laboratoires ou sur des petites parcelles est mise en défaut dans les applications pratiques. Klemes (1988) remarque que l'accroissement du degré de complexité ne signifie pas pour autant une amélioration en qualité des résultats.

Dès lors, l'importance du rôle des effets d'échelle ainsi mis en évidence conduisit les modélisateurs à rechercher des schématisations des mécanismes physiques mis en jeu (Beven 1989). Parallèlement aux travaux poursuivis par les hydrologues modélisateurs, des scientifiques "de terrain" continuaient à étudier les mécanismes d'écoulement existant à l'échelle d'un bassin.

## II.1.2 BREVE DESCRIPTION DES MECANISMES DE GENERATION DE CRUE

Chronologiquement, la plus ancienne contribution à la connaissance des phénomènes générateurs de crue est celle de Horton (1935). Sa théorie, longtemps restée dominante, soutient que le ruissellement provient d'un dépassement de la capacité d'absorption des sols. Cette conception sépare donc les précipitations incidentes en deux, l'un allant alimenter les réservoirs souterrains profonds, par infiltration; l'autre participant à la réponse rapide de crue par ruissellement de surface.

Dans les années soixante, dans les pays anglo-saxons s'est développé un nouveau concept décrivant la formation des crues. Bien qu'un français ait décrit des phénomènes similaires antérieurement (Cappus 1960), c'est avec les travaux de Hewlett et Hibbert (1961, 1963, 1967) que la notion de ruissellement par saturation, c'est à dire du ruissellement direct des pluies sur les surfaces saturées, a connu un véritable succès. Leur schéma assure que l'eau infiltrée suit la ligne de plus grande pente d'un versant, en empruntant des voies souterraines pour parvenir au réseau principal de drainage. Accroissant leur importance pendant leur trajet, cette contribution rapide au ruissellement atteignant les fonds de vallons favorise l'extension des zones saturées situées majoritairement dans ces zones basses. L'accumulation de ces volumes,

bloqués dans les parties du bassin à faible pente, provoque un développement de ces surfaces saturées corrélativement avec la durée des précipitations. La notion de zone contributive à surface variable était née. Cette vision du cheminement des eaux a été reprise et confirmée (Dunne et Black 1970), puis étendue à des zones éloignées du fond des vallées (nappes perchées, crêtes).

La popularité de ces nouvelles idées favorisa l'étude des processus d'écoulement à l'échelle du versant. C'est ainsi que furent mis en évidence de nouveaux mécanismes d'écoulement rapide subsuperficiel (ou hypodermique) qui participent à la formation des crues. Cette composante hypodermique se manifeste de plusieurs manières.

L'une suppose que la présence d'une eau provenant directement des pluies déplace les volumes d'eau se trouvant antérieurement stockés dans le sol, provoquant ainsi une restitution de volume quasi-instantanée en aval du versant. Ce mécanisme est connu sous le nom d'"effet-piston".

La présence dans le sol d'un réseau de canaux, résultant de l'hétérogénéité du sol, de l'action des racines de la végétation, a donné l'idée que l'écoulement hypodermique pouvait se produire de façon préférentielle dans ces systèmes de macropores ("soil-pipes" en anglais).

Citons également un mécanisme récemment mis en évidence: l'intumescence des nappes. Ce phénomène se manifeste par le soulèvement de la nappe phréatique près des rivières qui induit un important gradient de charge hydraulique. Cet effet, du fait de la proximité du réseau de drainage, alimente de façon notable l'apport à la rivière.

Quoiqu'il en soit, si tous ces phénomènes participent à la création des crues, ils est délicat de déterminer ceux dont la contribution est prépondérante de ceux qui ont un rôle de second ordre. D'autre part, leur mode de fonctionnement n'exclut pas pour autant des interactions entre eux, ainsi que des échanges latéraux (on trouve souvent des descriptions de mécanismes (rôle des macropores, effet-piston) fonctionnant dans le sens transversal des versants, or ils peuvent agir de façon latérale).

## I.1.4 PLACE DE NOTRE ANALYSE DANS LES MODELES HYDROLOGIQUES

Dans le travail que nous proposons, nous adopterons la représentation simplifiée de la relation pluie-débit en deux fonctions, schématisation qui permet de construire des modèles simples et facilement utilisables. Nous nous intéresserons particulièrement aux rôles respectifs de la fonction de production et de la fonction de transfert.

La scission de la relation pluie-débit en deux fonctions est une façon simple de représenter la réalité. Cette schématisation garantit une certaine clarté, une identification séparée d'une fonction de production prenant en charge la réponse non linéaire des versants, et d'une fonction de transfert décrivant le transfert par une écriture linéaire.



Dans la littérature hydrologique, il existe un grand nombre de façon de représenter le transfert, tant sur le plan de la formulation (linéaire ou pas) que sur le plan de la conceptualisation (transfert par isochrones, transfert par HU). La diversité des méthodes pour expliquer le transfert laisse entendre, consécutivement, qu'il y aura autant de façon différentes de représenter la partie production. Ce constat a pour effet de montrer à quel point la frontière entre production et transfert est floue puisque chaque auteur propose une représentation de ces processus différente. La méthode HU a pourtant un avantage certain à ce sujet. Elle établit clairement la limite entre les deux processus: la production se manifeste uniquement pendant que durent les précipitations (d'où le terme de "pluies efficaces"); dès que les pluies cessent le processus de production est stoppé. Cette définition très claire a l'inconvénient de ne pas bien rendre compte des fins d'épisodes.

L'un des objectifs de ce travail, en remettant en cause la place de la frontière entre la "production" et le "transfert" est d'analyser si un transfert de type isochrone, associé à une production qui diffère les pluies efficaces au delà de la dernière pluie est susceptible d'apporter des résultats intéressants en modélisation.

## I.2 PRESENTATION DES BASSINS ET DES DONNEES

### I.2.1 BASSIN DE POLAKA

Le bassin de Polaka (9.14 Km<sup>2</sup>) fait partie de l'ensemble hydrologique de la Mare d'Oursi (263 Km<sup>2</sup>) localisé dans l'Oudalan au Nord du Burkina-Faso (Fig. I.1). L'étude hydrologique de la Mare d'Oursi a été menée entre 1976 et 1982 à l'instigation du gouvernement de la Haute-Volta devenue ensuite Burkina-Faso pour étudier les ressources en eau dans cette partie du Sahel. Les hydrologues du centre ORSTOM de Ouagadougou ont équipé et exploité un dispositif de sept bassins dont Polaka fait partie. Les données disponibles pour ce bassin versant ont été enregistrées de 1976 à 1980 et constituent un échantillon de 47 crues utilisables pour l'hydrologue modélisateur.

#### I.1. LE CADRE GÉOGRAPHIQUE

La Mare d'Oursi est située dans l'Oudalan au nord du Burkina-Faso (nouvelle appellation de la Haute-Volta depuis le 4 août 1984). Son bassin versant s'étend entre les parallèles 14° 33' et 14° 41' nord et entre les méridiens 0° 26' et 0° 40' ouest (figure I.1).

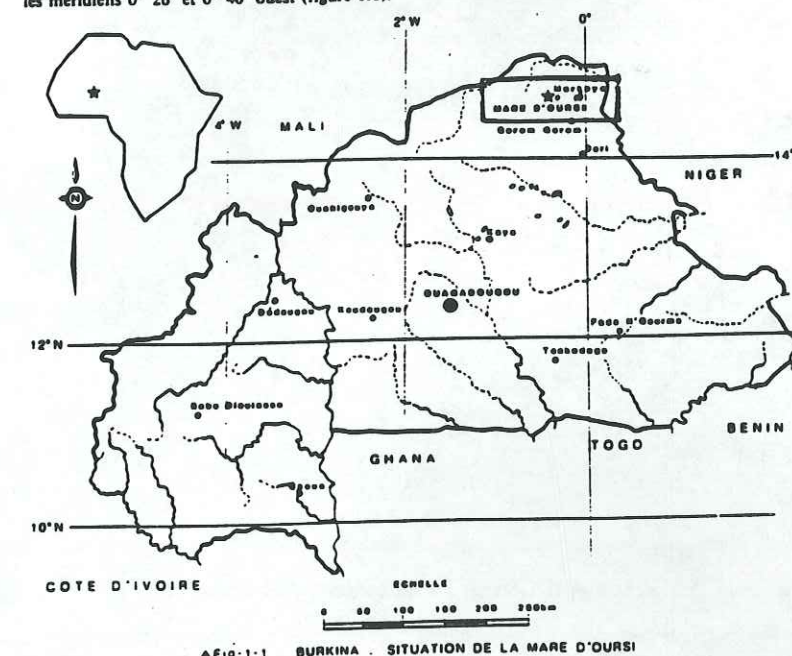


Fig.I.1 Situation géographique de la Mare d'Oursi

Les reliefs du bassin de Polaka ne sont pas bien affirmés: l'altitude maximum atteint 402 m, tandis que l'exutoire se situe à 339 m au nord du bassin.

Situé à l'extrémité Ouest de la Mare d'Oursi (Fig. I.2), Polaka présente des formations de glaciis dans sa partie amont. Ce terme de glaciis est une notion topographique qui désigne des zones à surfaces relativement planes ou de faibles pentes. Ces surfaces dans le cas de Polaka sont des cuirasses ferrugineuses localisées en bordure Sud-Est. Elles séparent ce bassin de celui de Tchalol par une ligne de crêtes constituées de plateaux latéritiques cuirassés. ces zones sont caractérisées par une faible perméabilité et par une grande facilité au ruissellement. Le reste du



bassin versant comporte des placages sableux, parfois cultivés par des champs de mil, et des arènes granitiques.

La période des pluies dans cette région sahélienne dure de Mai à Octobre avec une pluviométrie plus accentuée pendant les mois de Juillet et Aout. Il n'existe pas de ruissellement permanent sur ce bassin comme sur ceux de la Mare d'Oursi pendant toute l'année. Durant la saison des pluies, les précipitations peuvent produire des écoulements en nappe submergeant des surfaces importantes. La station de jaugeage de Polaka est accolée à un éperon rocheux qui repousse les écoulements et les canalise dans un petit chenal où les débits sont mesurés.

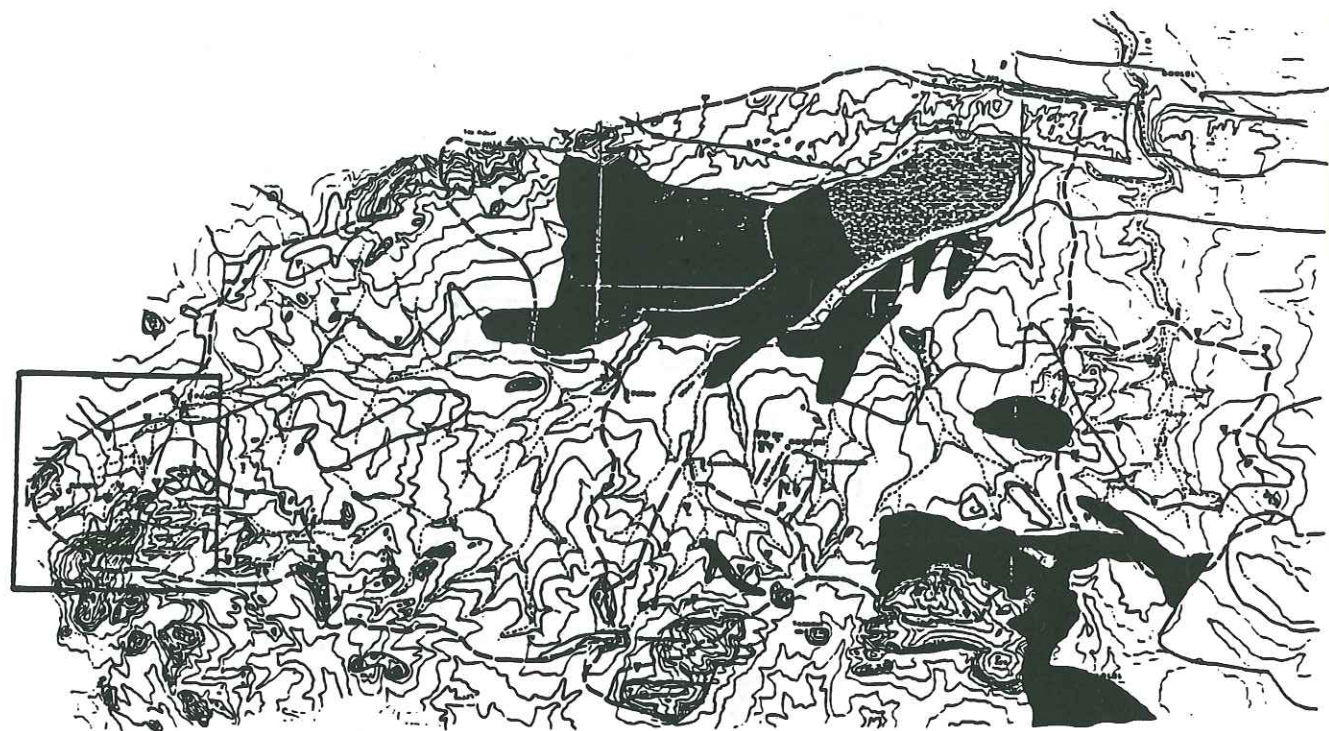


Fig. I.2 Mare d'Oursi: localisation des bassins.  
Polaka se trouve à l'extrémité Ouest de la Mare d'Oursi

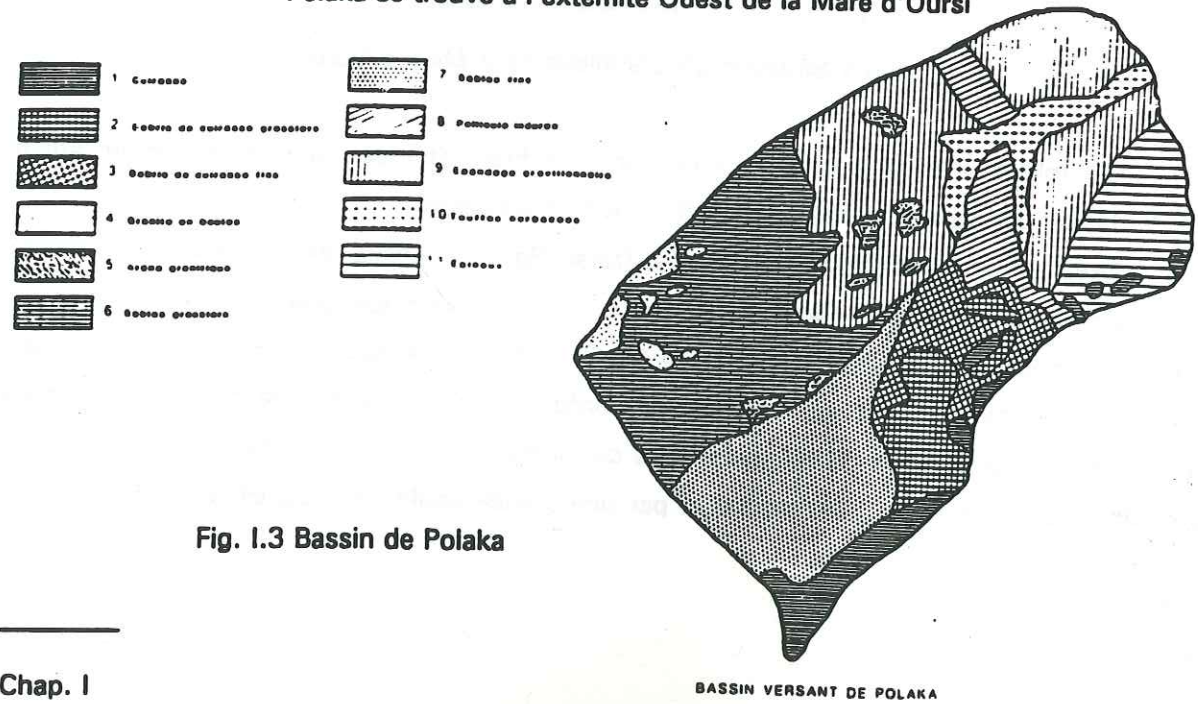


Fig. I.3 Bassin de Polaka

Tab. I.1 Polaka Echantillon de base 47 crues							
Code épisode	Nombre de pas de temps (10mn)	Débit maximum m <sup>3</sup> /s	Intensité de pluie maximum 10 <sup>-1</sup> mm pour 10 mn	Code épisode	Longueur (10mn)	Débit maximum m <sup>3</sup> /s	Intensité de pluie maximum 10 <sup>-1</sup> mm pour 10 mn
7801	44	1.47	54.50	8001	50	22.40	46.50
7803	36	3.84	41.50	8002	50	1.45	30.00
7804	13	0.14	27.0	8003	60	19.30	68.50
7805	17	0.84	27.50	8004	60	5.34	31.00
7806	56	9.93	43.50	8005	39	27.90	33.00
7807	31	4.25	33.50	8006	171	12.60	61.00
7808	45	3.15	21.50	8007	20	11.80	64.00
7809	31	1.47	10.00	8008	35	1.12	32.00
7810	47	1.91	13.00	8009	20	0.20	27.50
7811	35	4.35	22.50	8010	142	1.12	28.00
7812	43	1.09	7.50	8011	106	1.56	71.00
7813	62	8.27	13.50				
7814	61	7.50	27.50				
7815	44	2.51	26.50				
7816	55	4.25	30.50				
7817	18	1.18	29.00				
7818	44	6.81	39.00				
7819	42	3.01	26.00				
7820	50	6.16	30.00				
7821	33	4.25	36.50				
7822	12	0.36	24.50				
7901	48	7.05	53.00				
7902	15	0.25	10.00				
7903	14	0.92	32.50				
7904	45	3.98	61.00				
7905	32	2.87	27.50				
7906	36	7.14	51.50				
7907	24	21.50	88.00				
7908	16	2.75	18.50				
7909	37	6.98	34.00				
7910	24	2.03	27.50				
7911	36	1.38	16.50				
7912	30	1.91	32.50				
7913	40	12.90	50.00				
7914	27	1.18	30.00				
7915	40	3.56	39.00				



### 1.2.2 BASSIN DU GARDON D'ANDUZE

Ce bassin de 545 Km<sup>2</sup>, situé dans la région des Cévennes, est formé par deux affluents principaux, le Gardon de Saint-Jean et le Gardon de Mialet, dont le cours est presque parallèle et qui se rejoignent à 2 km en amont de l'exutoire à Anduze. Le troisième cours d'eau notable, la Salindrenque, est un affluent du Gardon de Saint-Jean.

Ce bassin a fait l'objet de très nombreuses études tant celles appliquées à la connaissance des champs pluvieux (Tourasse 1981, Lebel 1984, Barrancourt 1990), que celles concernant la modélisation pluie-débit (Hofer 1975, Versiani 1983, Rodriguez 1989, Sempere-Torres 1990).

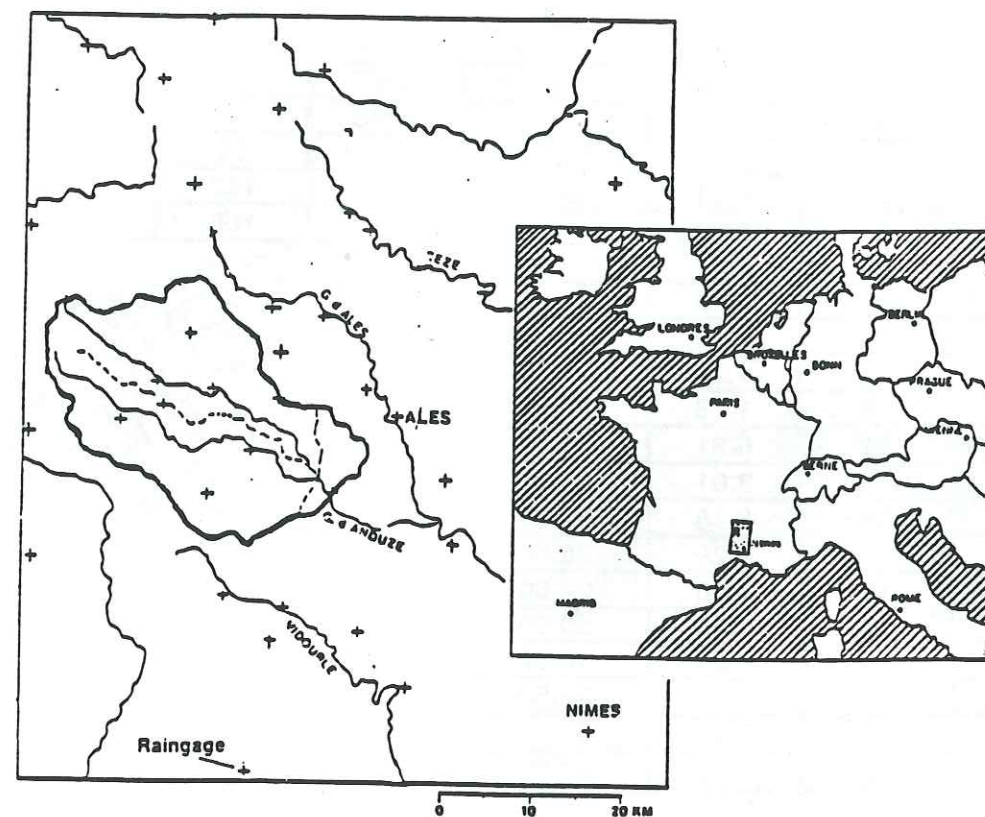


Fig 1.4 Situation du bassin du Gardon d'Anduze

Ce bassin versant présente des reliefs assez accusés puisque les altitudes s'étagent du plateau du Massif Central au Nord-Ouest, d'altitude maximum 1565 m, jusqu'aux plaines du Sud-Est où l'on trouve l'exutoire à 140 m. L'existence d'une ligne de crête partageant le bassin et ses affluents en deux contribue à donner aux versants et aux émissaires des pentes soutenues. Ce bassin est en majorité forestier (65% de la surface). Il est constitué du point de vue géologique aux deux-tiers supérieurs par des formations schisteuses ou granitiques et dans sa partie inférieure par des terrains calcaires.

La pluviométrie de cette région est caractérisée par la violence des épisodes pluvieux (on parle d'épisodes cévenols pour exprimer leur intensité). Les précipitations se produisent principalement durant les mois d'automne lorsque se rencontrent deux masses d'origine différente. L'une, chaude et humide, remonte la Vallée du Rhône et vient se loger sur les contreforts "cévenols". L'autre, plus froide, provenant du Nord-Ouest, soulève les masses d'air plus chaudes et provoque leur condensation sur les hauteurs. La présence d'un front avec des masses d'air chargées d'humidité (principalement l'air humide méditerranéen) couplé à un effet orographique est responsable de la violence des pluies. On a pu enregistrer des intensités de pluie de 100 mm en une heure sur un pluviomètre, ou une lame d'eau moyenne de 35 mm/h sur l'ensemble du bassin.

D'autre part la situation montagneuse explique les temps de réponse rapides pour un bassin d'une telle surface (de l'ordre de 5 heures). En Octobre 1958, au cours de la crue catastrophique du Vidourle à Sommière (surface = 612 km<sup>2</sup>), le débit est passé de 80 à 1300 m<sup>3</sup>/s en 6 heures. Sur le Gardon d'Anduze, en Septembre 1976, une crue que nous avons dans notre jeu de données présente un débit qui a crû de 4 à 1100 m<sup>3</sup>/s en l'espace de 5 heures.

L'échantillon total de crues dont nous disposons comporte 25 crues (Chap. IV.6). 18 ont été réservées à la phase de calibration, 7 pour la validation (Tableau 1.2). Ces données ont été collectées par la DDE du Gard qui a établi un dispositif de mesure très dense équipé de nombreuses stations limnigraphiques et pluviométriques.

36 pluviographes au maximum ont été utilisés pour établir une estimation de la lame d'eau moyenne même si parfois, à cause de l'indisponibilité de certaines données, des épisodes n'en ont utilisé qu'un nombre plus réduit (25 stations au minimum). Cette pluie brute moyenne a été évaluée par interpolation spline sur le bassin.

Tab. 1.2 Gardon d'Anduze									
Echantillon de calibration					Echantillon de validation				
Code de l'épisode	Nombre de pas de temps (60mn)	Débit initial m <sup>3</sup> /s	Débit maximum m <sup>3</sup> /s	Intensité de pluie maximum en mm/h	Code de l'épisode	Nombre de pas de temps (60mn)	Débit initial m <sup>3</sup> /s	Débit maximum m <sup>3</sup> /s	Intensité de pluie maximum en mm/h
7210	96	5.08	321.61	20.090	8040	96	0.10	226.30	19.218
7220	96	8.10	418.49	9.790	8210	81	0.10	860.15	14.615
7330	96	1.80	471.96	14.710	8410	41	0.10	585.70	28.168
7410	120	1.10	341.10	19.940	8415	48	68.10	468.60	9.839
7420	120	2.69	188.91	14.950	8420	48	68.10	446.80	11.422
7520	72	12.00	277.77	22.810	8440	154	76.80	672.40	16.501
7610	82	4.72	445.29	18.790	8450	72	77.90	940.20	13.743
7620	72	3.76	1061.35	35.648					
7630	132	23.27	217.78	9.890					
7640	120	15.03	247.59	10.110					
7650	192	21.17	503.35	10.169					
7660	95	19.19	1002.05	14.520					
7720	62	0.55	385.69	15.006					
7730	96	0.10	112.80	11.180					
7740	140	0.44	1155.27	19.494					
7920	161	3.20	147.23	10.020					
7930	168	4.06	376.46	9.365					
8030	85	0.10	117.70	9.033					



### 1.2.3 BASSIN DU REAL COLLOBRIER

Ce bassin de 71 Km<sup>2</sup> est situé dans le Sud de la France, à une dizaine de kilomètres au Nord de la Rade de Hyères, à l'extrémité Ouest du massif des Maures.

Il est délimité dans sa partie Est par une série de crêtes disposées en arc de cercle dont l'altitude oscille entre 550 et 650 m. A l'Ouest, un réseau de crêtes orientées Est-Ouest (d'altitude de 300 à 600 m) dont les reliefs s'atténuent à mesure que l'on se rapproche de l'exutoire (à l'extrémité Ouest), confirme le caractère montagneux de ce bassin. L'altitude moyenne est de 320 m, avec pour altitude minimum à l'exutoire 80 m et un point culminant à 780 m au Nord-Est.

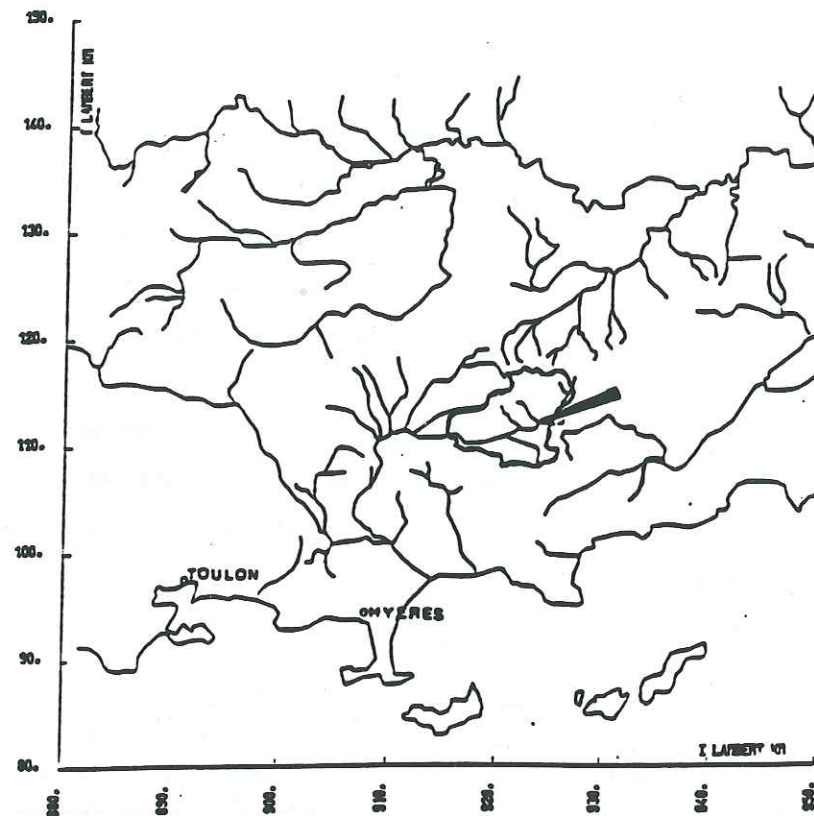


Fig 1.5 Présentation géographique du bassin versant du Réal collobrier

Le massif des Maures donne au bassin son sous-sol métamorphique plus ou moins altéré çà et là, générant des terrains caillouteux ou sableux. Sur les hauteurs ou sur les versants, il est courant de retrouver des affleurements du socle rocheux. D'une façon générale, les terrains sont très pauvres: sur la plupart des versants l'épaisseur du sol est très faible. Dans les parties basses l'érosion a permis de constituer des sols dont l'épaisseur atteint 3 ou 4 mètres. En conséquence l'occupation humaine de ce territoire a peu affecté ce bassin (2 à 3 % de surface cultivée, la plupart en vignoble). Le reste est constitué par une forêt de type méditerranéen composée de maquis, de chênes-liège ainsi que par des plantations de châtaigniers. Cependant depuis l'été

1990 la partie Sud et Sud-Ouest a été en partie incendiée (17.5 % de la superficie totale) ce qui a mis à nu des versants entiers, modifiant l'équilibre de ces zones en favorisant une érosion accélérée.

Les précipitations ont une origine marine. Elles sont surtout concentrées pendant le Printemps et l'Automne. Les vents dominants dans la région, provenant du Sud-Est, apportent des masses d'air humide qui se soulèvent au contact de la bordure méridionale du bassin. Ce refroidissement occasionne des précipitations qui peuvent être violentes (jusqu'à 60 mm en une heure). L'existence d'un réseau assez dense de vallées, le gradient d'altitude peut introduire une certaine variabilité spatiale de la pluie à l'échelle de ce bassin.

Ce bassin versant fait partie des meilleurs bassins expérimentaux français puisqu'il a été doté de nombreux équipements depuis le milieu des années soixantes par le CEMAGREF d'Aix-en-Provence. Il possède de nombreux pluviographes (28 pluviomètres à auget basculeur sur le bassin et dans les environs). 9 stations de jaugeage, équipées de limnimètres à flotteurs sont implantées sur le bassin et contrôlent les différents sous bassins. Deux stations climatiques ont été installées, mesurant la température, la pression atmosphérique, le vent, l'évaporation (sur bac et par Piche), la durée de l'ensoleillement, la radiation globale.

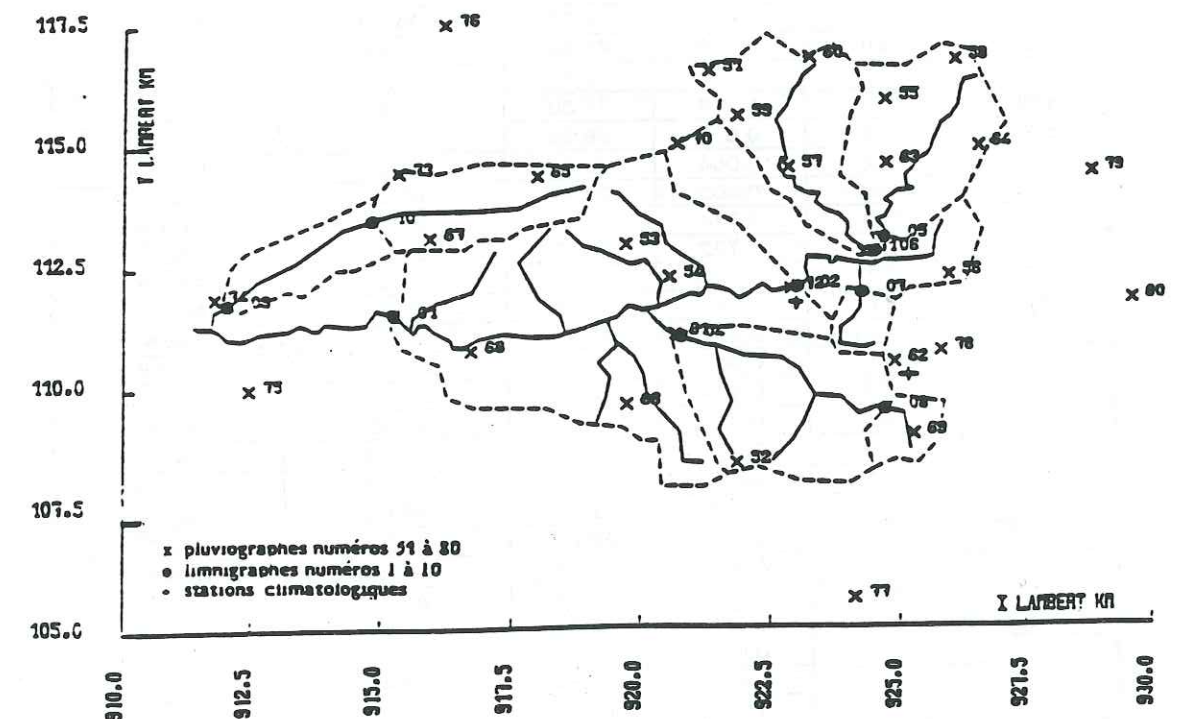


Fig 1.7 Equipement du Réal Collobrier



Cependant l'équipement du bassin a évolué depuis la première campagne de 1967. Les enregistrements pluviométriques sur rouleau à papier ont été remplacés par des stations d'acquisition CR2M dont certaines sont accessibles par Minitel. Ces nouvelles installations présentent l'avantage de fournir des données à pas de temps plus fin (5 minutes sur 18 pluviomètres).

Nous avons repris les données extraites par Daniel Sempere (Tab. I.3). Les pluies brutes moyennes ont été calculées par simple moyenne arithmétique à partir de cinq postes bien distribués spatialement (n° 51, 52, 56, 68, 72) ou parfois quatre quand certaines données de pluie étaient indisponibles. Les travaux de Jacques Wendling (1992), comparant l'utilité de l'introduction de la variabilité spatiale des pluies (appliquée justement sur le Réal Collobrier) par rapport à une simple estimation de la lame d'eau moyenne calculée sur 5 postes, on montré que sur un bassin de taille moyenne, la connaissance précise des surfaces pluvieuses n'était pas d'une importance capitale.

Numéro d'épisode	Durée de l'épisode en nombre de pas de temps de 30 mn	Débit initial (m <sup>3</sup> /s)	Débit maximum (m <sup>3</sup> /s)	Intensité de pluie maximum (10 <sup>-1</sup> pour mm 30mn)	Pluie cumulée sur l'épisode (en 10 <sup>-1</sup> mm)
6601	37	0.011	17.72	74.00	588.25
6602	91	0.203	43.59	61.40	385.50
6906	68	1.322	12.84	37.50	961.00
6907	113	1.318	18.80	34.80	800.60
6909	130	0.075	29.39	49.60	1493.60
7011	146	0.064	25.49	39.20	1232.60
7112	144	0.402	20.71	42.20	1044.80
7214	147	0.774	40.90	36.60	1091.60
7216	170	1.722	25.37	28.00	774.80
7318	79	0.574	25.47	57.80	769.80
7320	44	0.066	45.75	106.60	884.20
7321	76	2.460	27.75	67.40	599.80
7426	93	0.001	44.76	212.40	1229.80
7527	127	0.124	40.90	40.60	1696.80
7528	75	0.934	16.09	43.00	584.80
7630	104	0.316	77.49	75.40	1447.40
7734	112	0.852	50.06	69.80	1193.00
7836	130	0.788	42.93	36.00	1325.60
7837	73	2.031	29.03	37.80	617.60
7938	157	0.375	50.88	54.20	1924.00
7939	85	0.283	17.44	51.40	726.60
8040	69	2.780	18.23	24.60	421.20
8041	55	0.001	17.19	95.80	1378.80
8142	89	0.284	17.89	44.40	629.60
8343	107	16.51	16.51	54.60	1011.40
8344	67	28.68	28.68	99.20	1277.20
8345	104	26.07	26.07	62.20	950.40

Numéro d'épisode	nombre de pas de temps de 30 mn	Débit initial (m <sup>3</sup> /s)	Débit maximum (m <sup>3</sup> /s)	Intensité de pluie maximum (10 <sup>-1</sup> pour mm 30n)	Pluie cumulée sur l'épisode (en 10 <sup>-1</sup> mm)
6804	36	0.026	127.55	328.80	1215.80
7010	185	1.496	25.49	34.00	1209.20
7215	232	1.618	66.44	37.20	2104.60
7422	147	0.760	18.22	52.20	738.00
7632	216	0.507	68.77	53.40	2618.80
7835	238	2.676	77.70	40.60	2060.60
7113	77	0.555	17.00	29.25	668.25
7423	129	0.432	37.99	39.20	1088.20
7424	82	1.433	12.98	32.60	451.00
7631	101	0.452	28.66	52.70	851.00
7449	64	3.606	31.92	39.40	531.80
7450	98	4.000	96.37	41.00	835.40
7151	65	2.358	43.33	44.75	626.25
7352	89	4.234	24.88	32.20	529.90
7253	112	2.834	28.80	63.20	626.30
6954	50	3.818	20.82	33.25	330.85
7655	78	7.039	17.20	24.60	335.40
7456	77	1.858	12.81	32.00	386.60

#### I.2.4 SOUS BASSINS DU REAL COLLOBRIER: VALESCURE ET LES MAURETS

Ces deux bassins voisins de Valescure (9.4 km<sup>2</sup>) et des Maurets (8.4 km<sup>2</sup>) sont situés dans la partie Nord-Est du bassin du Réal Collobrier. Ces deux bassins, avec une exposition orientée au Sud ont un point haut commun à 780 m tandis que leurs exutoires sont situés à une altitude presque identique de 211 m pour Valescure et de 209 m pour les Maurets.

Comme dans le reste du Réal Collobrier leurs sols sont pauvres, argileux-sableux et de faible profondeur. La géologie est dans les deux cas d'origine métamorphique, les Maurets étant plutôt constitués de phyllades tandis que Valescure possède des micaschistes. La situation des Maurets est plus contrastée puisque dans sa partie amont les phyllades prédominent, avec des pentes assez fortes (30°). En aval, les amphibolites affleurent avec des reliefs plus doux.

L'élaboration des données a été faite à partir des données collectées par le CEMAGREF d'Aix-en-Provence en respectant le synchronisme pour les deux bassins. Pour le choix des crues, on s'est borné à la limite de cohérence de l'enregistrement limnigraphique (les épisodes de crue qui présentaient des défauts (discontinuités, débit trop faible etc...) ont été éliminés. Les débits maximum enregistrés dans les crues constituées s'étagent entre 0.11 m<sup>3</sup>/s et 12.11 m<sup>3</sup>/s pour les Maurets et 0.29 m<sup>3</sup>/s et 15.40 m<sup>3</sup>/s pour Valescure (Tab. I.4 et I.5). Le fait d'avoir pris un seuil très bas a permis la constitution de deux fois 56 crues (33 réservées pour une phase de calage et 23 pour une période de contrôle (ou de validation).



La lame d'eau moyenne a été calculée dans les deux cas par une moyenne arithmétique sur cinq postes (Valescure n° 55, 58, 63, 64, 71, Maurets n°51, 57, 59, 60, 71 sur la figure 1.7) avec un pluviomètre commun aux deux.

- |                  |                |
|------------------|----------------|
| 1 - Pont de Fer  | 7 - Vaubarnier |
| 2 - Collobrières | 8 - Rimbaud    |
| 3 - La Malière   | 9 - Les Davids |
| 4 - Valescure    | 10 - Cogolin   |
| 5 - Les Maurets  |                |

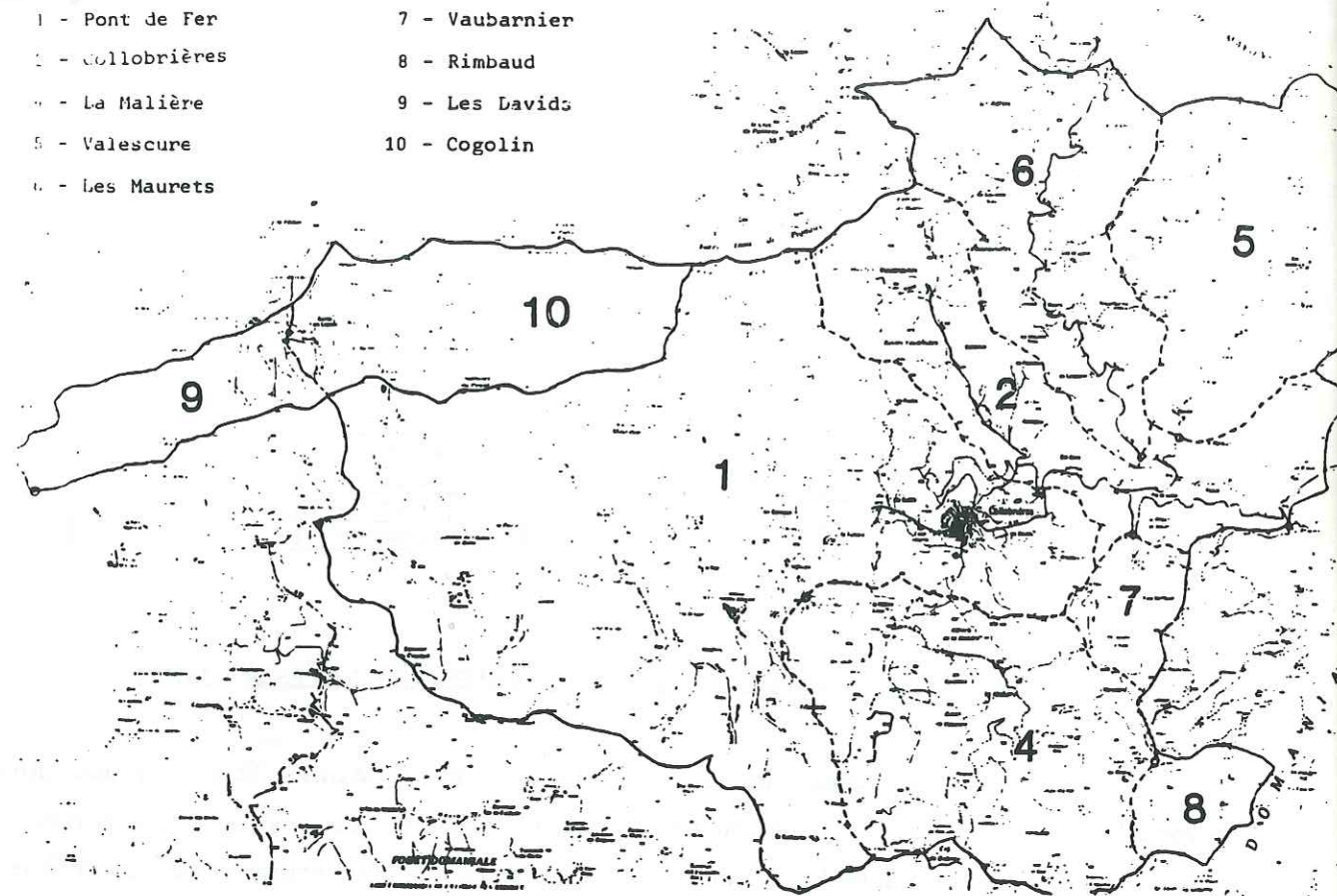


Fig. 1.8 Carte des sous-bassins du Réal Collobrier  
Valescure est figuré au n°5, les Maurets au 6

La comparaison des épisodes de crue (Fig. 1.9) montre la frappante différence de comportement des deux bassins. Pour des intensités de pluie semblables, les crues observées sont très différentes pour un certain nombre de points.

- Valescure est un bassin qui présente des débits maximum plus importants. Le tableau 1.5 montre qu'à quelques exceptions près, très rares, les débits maximum enregistrés sont bien plus forts.

- En général, les Maurets ont tendance à provoquer des crues plus étalées dans le temps (ex. épisode 7218). Il n'a pas la rapidité de réponse de Valescure (ex. épisode 8357 pic au 36ème pas de temps inexistants aux Maurets). Les Maurets tend à retenir plus longtemps les volumes. Les récessions de crue s'en trouvent plus lentes.

- Bien que les pluies ne soient pas tout à fait les mêmes, il semble que Valescure a un temps de réponse plus rapide que les Maurets (ex. épisode 7216).

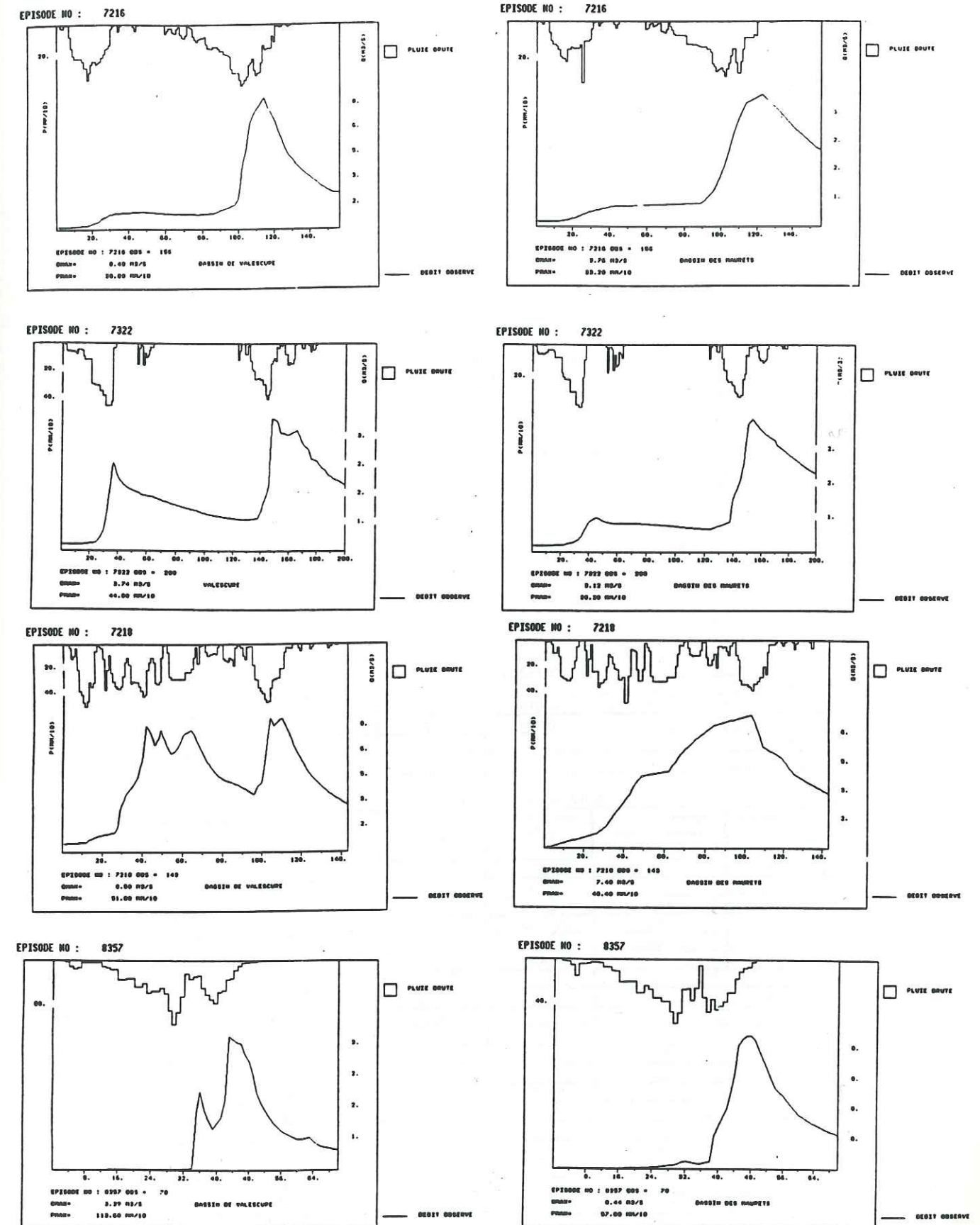


Fig. 1.9 Comparaison des hydrogrammes de crue des bassins  
de Valescure (à Gauche) et des Maurets (à droite)



Code épisode	Nombre de pas de temps de (30mn)	Débit initial $m^3/s$	Débit maximum $m^3/s$	Intensité de pluie maximum $10^{-1}$ mm pour 30mn
6802	20	0.001	0.67	220.80
6906	180	0.184	1.76	51.00
6908	200	0.210	2.40	42.00
6910	130	0.009	5.06	51.33
7013	99	0.007	3.38	45.50
7216	156	0.145	3.76	33.20
7217	75	0.458	2.62	39.75
7218	143	0.004	7.40	48.40
7221	180	0.037	12.11	54.60
7323	86	0.812	1.54	20.80
7325	38	0.001	2.87	128.50
7326	27	0.003	2.62	153.33
7327	66	0.021	1.99	49.50
7429	100	0.077	2.13	50.20
7510	220	0.050	1.23	31.75
7612	175	0.485	3.00	27.50
7618	217	0.076	6.94	63.00
7722	65	0.536	2.13	27.60
7726	70	0.050	0.57	34.25
7727	140	0.123	1.33	43.50
7728	108	0.015	0.61	80.25
7730	80	0.076	3.07	91.75
7833	70	0.401	3.12	45.80
7834	42	0.123	1.60	67.25
7935	150	0.009	0.16	15.75
7937	400	0.021	0.44	16.80
7940	70	0.215	1.11	21.00
7943	160	0.019	4.02	47.60
8046	200	0.229	2.38	24.60
8050	50	0.003	2.00	113.00
8052	60	0.019	0.36	44.40
8356	110	0.009	1.54	39.00
8357	70	0.001	0.44	57.00

Code épisode	Nombre de pas de temps (30mn)	Débit initial $m^3/s$	Débit maximum $m^3/s$	Intensité de pluie maximum $10^{-1}$ mm pour 30 mn
6905	120	0.050	1.66	41.00
6907	120	0.193	1.69	29.50
6909	160	0.337	1.09	16.33
7012	450	0.193	3.25	43.25
7114	120	0.077	2.87	43.20
7220	70	0.428	2.50	38.20
7322	200	0.151	3.12	28.20
7324	140	0.106	3.00	25.00
7328	72	0.399	3.89	70.80
7508	80	0.011	0.91	43.00
7611	80	0.038	1.70	73.00
7617	90	0.015	0.66	44.00
7721	60	0.533	2.13	13.80
7723	110	0.633	1.65	10.20
7729	50	0.013	0.22	38.20
7832	120	0.207	6.19	35.80
7936	93	0.021	0.23	19.00
7938	150	0.107	0.27	21.25
7942	137	0.067	0.40	52.80
7945	120	0.042	0.91	46.20
8047	39	0.019	0.36	49.00
8051	36	0.054	0.11	36.00
8358	98	0.015	2.25	37.40

Code de l'épisode	Nombre de pas de temps de (30mn)	Débit initial $m^3/s$	Débit maximum $m^3/s$	Intensité de pluie maximum $10^{-1}$ mm pour 30 mn
6802	20	0.001	10.02	262.33
6906	180	0.323	2.94	37.50
6908	200	0.278	1.68	17.40
6910	130	0.015	5.78	36.25
7013	99	0.002	4.53	33.00
7216	156	0.136	8.40	38.80
7217	75	0.710	4.07	52.75
7218	143	0.523	8.50	51.00
7221	180	0.055	15.40	60.60
7323	86	0.623	1.25	25.00
7325	38	0.000	5.42	153.25
7326	27	0.005	6.03	129.00
7327	66	0.121	4.99	63.25
7429	100	0.099	5.96	51.50
7510	220	0.070	2.11	34.50
7612	175	0.645	4.09	36.33
7618	217	0.193	10.09	89.33
7722	65	0.715	2.68	20.60
7726	70	0.038	1.97	24.40
7727	140	0.139	1.61	32.60
7728	108	0.009	1.31	53.40
7730	80	0.160	5.67	35.00
7833	70	0.430	3.60	44.60
7834	42	0.091	3.01	82.00
7935	150	0.008	0.31	6.25
7937	400	0.048	1.71	23.00
7940	70	0.310	1.28	18.80
7943	160	0.052	8.23	61.50
8046	200	0.210	2.54	23.80
8050	50	0.000	3.07	107.62
8052	60	0.034	0.85	42.60
8356	110	0.000	1.81	48.00
8357	70	0.000	3.39	113.60

Code de l'épisode	Nombre de pas de temps de (30mn)	Débit initial $m^3/s$	Débit maximum $m^3/s$	Intensité de pluie maximum $10^{-1}$ mm pour 30 mn
6905	120	0.063	1.39	28.20
6907	120	0.396	3.54	29.40
6909	160	0.302	1.10	14.80
7012	450	0.399	6.31	53.60
7114	120	0.116	4.88	53.40
7220	70	0.653	3.93	53.60
7322	200	0.170	3.74	44.80
7324	140	0.128	4.85	25.40
7328	72	0.717	5.96	77.50
7508	80	0.017	2.00	43.25
7611	80	0.024	2.76	70.50
7617	90	0.039	1.53	58.00
7721	60	0.597	4.86	26.60
7723	110	0.663	1.39	16.00
7729	50	0.003	0.58	34.60
7832	120	0.151	7.06	36.00
7936	93	0.042	0.68	20.25
7938	150	0.273	0.47	19.75
7942	137	0.001	0.87	55.50
7945	120	0.029	0.88	43.00
8047	39	0.033	0.72	43.20
8051	36	0.032	0.29	47.60
8358	98	0.051	4.80	49.60



## CHAPITRE II

### ANALYSE DE LA VARIABILITE DE LA FONCTION DE TRANSFERT D'UN BASSIN VERSANT

II.1 La linéarité dans la relation pluie débit	p. 25
II.1.1 L'Hydrogramme Unitaire	p. 25
II.1.2 Modèles aurorégressifs à moyenne mobile	p. 26
II.1.3 La non linéarité dans la relation pluie-débit	p. 27
II.1.4 Conclusion et présentation du travail développé dans ce chapitre	p. 28
II.2 Description des outils utilisés	p. 30
II.2.1 Analyse des récessions	p. 30
A Rapide bibliographie sur les récessions	p. 30
B Les Récessions et l'Hydrogramme Unitaire	p. 33
II.2.2 Description de la DPFT	p. 37
A Principe	p. 38
B L'écriture en différence des systèmes	p. 39
C L'algorithme itératif et alterné	p. 40
II.2.3 Critères de qualité	p. 43
II.3 Etude des récessions de crue. Bassin de Polaka	p. 45
II.3.1 La fonction de transfert de Polaka	p. 45
II.3.2 Obtension des paramètres de récession	p. 46
II.3.3 Présentation des variables explicatives de la corrélation multiple	p. 51
II.3.4 Analyse des coefficients de récession	p. 54
A Première phase de récession	p. 55
B Seconde phase de récession	p. 60
C Influence de la saison	p. 64
II.3.5 Conclusions	p. 68



<b>II.4 Analyse des fonctions de transfert. Bassin du Réal Collobrier</b>	<b>p. 69</b>
<b>II.4.1 Objectifs</b>	<b>p. 69</b>
<b>II.4.2 Identification des fonctions de transfert des bassins du Réal Collobrier, de Valescure et des Maurets</b>	<b>p. 70</b>
<b>II.4.3 Partitionnement d'épisodes sur le Réal Collobrier</b>	<b>p. 77</b>
<b>II.4.4 Analyse des pluies efficaces</b>	<b>p. 85</b>
A Rôle des contraintes imposées à la pluie dans la DPFT	p. 85
B Le coefficient de ruissellement instantané et les pertes pour le ruissellement	p. 88
C Analyse des pluies efficaces sur un échantillon partitionné	p. 92
D Relation linéaire entre débit de perte et pluies brutes	p. 97
<b>II.4.5 Conclusions</b>	<b>p. 99</b>
<b>II.5 Conclusion du chapitre</b>	<b>p. 100</b>

## II.1 LA LINEARITE DANS LA RELATION PLUIE-DEBIT

De nombreux modèles hydrologiques sont dits "linéaires". Ce qualificatif indique qu'il existe au moins une étape dans la formulation mathématique de la relation pluie-débit qui peut s'exprimer sous forme linéaire.

Liang et Nash (1988) définissent les modèles linéaires, invariants sur l'échelle du temps comme la plus simple représentation d'un système causal entrée-sortie fonction du temps  $x(t)$  et  $y(t)$ . Ce qui implique, selon eux, "que la réponse à une impulsion sera la même, indépendamment du moment où elle se produit et indépendamment de l'état des deux variables d'entrée ou de sortie".

### II.1.1 L'HYDROGRAMME UNITAIRE

Parmi ces modèles, la formulation linéaire la plus célèbre (proposée par Sherman (1932)) suppose une relation linéaire entre "pluie efficace" et débit, la non-linéarité de la relation pluie-débit étant cantonnée dans le processus liant les précipitations aux pluies efficaces.

On peut s'étonner que la propagation (le "transfert") de l'eau sur un bassin versant puisse avoir fait l'objet d'une expression linéaire. Ceci est en contradiction avec les lois connues des écoulements à surface libre qu'on imagine prépondérants dans les crues en rivière. Pourtant cette méthode, déjà ancienne, reste encore la plus performante en matière de prévision des crues. Cette pérennité n'est pas sans étonner: Sorooshian (1983) note "qu'il est peut-être troublant que les techniques les plus couramment employées pour un court pas d'échantillonnage (24 heures ou moins) pour la prévision des débits soit encore l'HU". Kirby (1988) affirme que pour des bassins supérieurs à 100 km<sup>2</sup>, ces modèles restent encore les plus valables. L'article de Freeze (1985) qui compare trois types de modèles sur trois petits bassins porte également les mêmes conclusions en faveur de cette méthode.

Il existe de très nombreuses méthodes pour le calcul de l'Hydrogramme Unitaire. Il est possible d'approcher l'Hydrogramme Unitaire, par une fonction analytique particulière comme par exemple une fonction Gamma (Nash 1958). Ce choix contraint fortement la réponse linéaire dans le cadre d'une structure rigide imposée a priori. Le premier à appliquer des méthodes numériques pour le calcul de l'HU fut Snyder (1955) par l'usage des moindres carrés. L'apparition dans les années soixante des premiers calculateurs fit augmenter de façon considérable le nombre des méthodes d'identification de l'HU (méthodes matricielles, de recherche directe (Simplex), de décomposition par des transformations (Transformation de Fourier, méthodes polynomiale), etc ...). Parallèlement, l'intérêt des hydrologues se déplaça de l'analyse individuelle des crues vers une identification d'un HU moyen pour un bassin (Newton & Vinyard (1967), Diskin & Boneh (1975)), plus adapté à un contexte opérationnel de prévision de crues.



Pour Todini (1988), cette méthode nécessite de surmonter un certain nombre de problèmes difficiles: la séparation de l'hydrogramme de crue en débit de base et débit de ruissellement, l'évaluation des pluies efficaces et enfin le calcul de l'Hydrogramme Unitaire. D'ailleurs bien des méthodes ne prennent pas le problème de façon globale et l'abandonnent de façon biaisée: ils imposent d'abord un modèle de production puis à partir des pluies efficaces calculent l'Hydrogramme Unitaire. Ce type de méthode est dangereux puisque supposant a priori une structure de production, l'HU contiendra toutes les approximations et les erreurs de la fonction de production imposée, sans compter que la séparation ne garantit pas que le transfert sera "purement linéaire". A ce sujet, Karlsson et Yakowitz (1987a), dans leur recensement des méthodes pluie-débit, prennent bien soin, dans le cadre de l'approche par HU, de "prétraiter" les débits en leur supprimant la composante du débit de base, avant d'affirmer que la relation est causale, linéaire et invariante dans le temps.

Dans le cadre de cette étude nous serons amenés à utiliser une méthode globale permettant d'identifier l'Hydrogramme Unitaire d'un bassin versant sans imposer de structure particulière aux pluies efficaces (la méthode DPFT dont nous parlerons plus loin).

### II.1.2 MODELES AUTOREGRESSIFS A MOYENNE MOBILE

La linéarité dans la relation pluie-débit peut s'exprimer par une formulation qui relie directement les débits aux précipitations. Cette relation peut être exprimée par un modèle ARMA (autorégressif à moyenne mobile (sur les séries de débit)) (Box et Jenkins 1970). L'introduction d'une variable exogène (la pluie efficace dans notre exemple mais on peut considérer d'autres variables) conduit à expliquer le débit par un modèle ARX qui lie le débit aux pluies efficaces par une expression du type:

$$Q_i = \sum_{j=1}^{n_1} \alpha_j \cdot Q_{i-j} + \sum_{k=1}^{n_2} \beta_k \cdot PE_{i-k} + v_i \quad (\text{Eq. II.1})$$

Où  $\alpha_j$  représente le j<sup>ème</sup> paramètre autorégressif

Où  $\beta_k$  représente le k<sup>ème</sup> paramètre du terme exogène

$Q_i$  et  $PE_i$  les séries de débits et de pluies.

Et  $v_i$  le résidu

Cette formulation d'un modèle ARX( $n_1, n_2$ ) permet l'écriture du débit par une fonction de transfert. On emploie parfois abusivement le terme d'ARMAX pour des modèles ARX. En fait, selon la définition de Box et Jenkins, un modèle ARMAX comporte un terme de moyenne mobile

sur les erreurs ( $\sum_{k=1}^{n_3} \gamma_k \cdot e_{i-k}$ ); par abus de langage ce terme ARMAX s'est étendu aux modèles ARX.

Par l'introduction de la transformée en z et en définissant l'opérateur-retard comme  $z^{-1} \cdot X_i = X_{i-1}$  et  $X(z) = \sum X_i \cdot z^{-i}$ , on exprime le débit comme:

$$Q(z) = \frac{B(z^{-1})}{1+A(z^{-1})} \cdot PE(z)$$

$$\text{C'est à dire} \quad Q(z) = H(z^{-1}) \cdot PE(z) \quad (\text{Eq. II.2})$$

Cette écriture est équivalente à une formulation par fonction de transfert linéaire H liant la pluie efficace aux débits.

Il existe d'autres formulations comme celles conceptualisant le processus de transfert sous la forme d'une cascade de réservoirs linéaires. L'équivalence entre les formulations sous forme de fonction de transfert et celles reprenant le concept de cascade de réservoirs (Fonction Gamma (Nash)) est démontrable (Wéry 1991).

### II.1.3 LA NON LINEARITE DANS LA RELATION PLUIE-DEBIT

La linéarité de la relation pluie nette-débit a depuis longtemps été remise en question. Quelques années après Sherman, Paynter (1952), à partir d'arguments expérimentaux vint à affirmer que l'hypothèse de modèles linéaires n'était pas soutenable. Plus tard, Minshall E. (1960) remarqua que l'allure de l'Hydrogramme Unitaire pouvait varier selon l'intensité des pluies. La question de la non unicité et de la non invariance de la fonction de transfert était posée. Si une structure linéaire ne pouvait pas être totalement satisfaisante une formulation non linéaire était-elle envisageable?

A la fin des années soixante Amorochio (1967) a introduit une approche non linéaire par une représentation du débit par des séries infinies d'intégrales de convolution (la forme linéaire étant une "série" limitée au premier ordre).

$$q(t) = \int_{\tau=0}^{\infty} h(\tau) \cdot u(t-\tau) \cdot d\tau + \int_{\tau=0}^{\infty} \int_{\sigma=0}^{\infty} g(\tau, \sigma) \cdot u(t-\tau) \cdot u(t-\sigma) \cdot d\tau \cdot d\sigma + \dots \quad (\text{Eq. II.3})$$

Cette généralisation de l'HU, résultant d'une somme de fonctions a intéressé de nombreux auteurs (Diskin et al. 1973, Rao et al. 1984).



D'autres types de modélisations non linéaires fondant leur principe sur une reformulation de l'HU ont été proposées. Les travaux de Rodriguez-Iturbe et al. (1982) partent du principe que chaque épisode génère un HU différent en fonction de paramètres choisis aléatoirement. Ils utilisent un Hydrogramme Unitaire triangulaire où le temps de montée au pic et l'amplitude dépendent de quelques variables aléatoires définies.

Des tentatives d'emploi de fonctions polynomiales ont été faites. Osaki (1980) explique le débit à prévoir au moyen d'une fonction polynomiale:

$$Q(t+1) = F(x(t)) \quad (\text{Eq. II.4})$$

avec  $x(t) = \theta_1.Q(t) + \dots + \theta_m.Q(t-m) + \phi_1.P(t) + \dots + \phi_n.P(t-n)$   
 et  $F(x) = a_1.x + a_2.x^2 + \dots + a_r.x^r$

En ce qui concerne l'incorporation de la non linéarité dans la fonction de transfert, l'une des façons les plus simples consiste à utiliser une cascade de réservoirs non linéaires (où la relation entre niveau du réservoir et débit de sortie est non linéaire  $Q = k.S^a$ ) (Mein et al. 1979, Georgeakakos (1982)). Wéry (1991) a montré, il est vrai sur une fonction de transfert débit-débit, qu'une fonction non linéaire pouvait être supérieure à une expression linéaire classique.

#### II.1.4 CONCLUSION ET PRESENTATION DU TRAVAIL DEVELOPPE DANS CE CHAPITRE

Même si "il est bien connu que la réponse d'un bassin est hautement non linéaire" (O'Connell dans Karlsson et al. 1987a), Kirby (1988) explique qu'il existe des raisons valables favorisant l'emploi généralisé des méthodes linéaires en affirmant que "la variété locale et la non linéarité des parcelles individuelles peut être ignorée ou moyennée dans le cas des grands bassins". "Même si les vitesses de routage sont en réalité proportionnelles au débit, ces vitesses peuvent être approximées comme étant uniformes dans le temps. Avec de telles hypothèses, la réponse d'un bassin devient progressivement linéaire pour de grands bassin (Kirby 1976), où le temps de réponse, qui s'accroît avec la surface, domine la forme de l'HU".

Dans le présent chapitre nous participerons à cette interrogation relative à la linéarité et à l'invariance de la fonction de transfert d'un bassin versant et nous chercherons à préciser les facteurs qui sont susceptibles de perturber cette invariance et cette linéarité. Nous aborderons la question de deux manières.

- La première constitue une approche indirecte: par une analyse des coefficients de récession de crue, on cherchera à obtenir des informations sur la réalité de la stabilité de la partie décroissante de l'Hydrogramme Unitaire. Cette étude utilisera la corrélation multiple comme outil d'analyse des facteurs qui influent sur les récessions.

- La seconde étude considérera la fonction de transfert dans son ensemble. En effet, grâce à la méthode DPFT, on sera en mesure d'identifier l'Hydrogramme Unitaire pour un échantillon donné. Par comparaison des résultats selon les échantillons on analysera l'hypothèse d'unicité de la fonction de transfert et on cherchera à savoir dans quelles circonstances (et pour quelles raisons) la FT évolue.



## II.2 DESCRIPTION DES OUTILS UTILISES

### II.2.1 L'ANALYSE DES RECESSIONS

A Rapide bibliographie sur les récessions

*Les modèles de récession ou de tarissement*

Il existe de nombreuses méthodes ou approximations pour l'étude des courbes de tarissement (ou de récession pour reprendre le terme anglo-saxon qu'on utilisera également) pour suivre ces régimes en simulation ou en modélisation.

Les premiers travaux datent du siècle dernier et concernaient à l'époque l'étude des aquifères. En particulier, la première équation différentielle expliquant les écoulements d'un aquifère a été présentée par Boussinesq (1877). Cette équation non linéaire a été adaptée et linéarisée pour être employée sous sa forme la plus usuelle (Eq. II.5) ou dans des formes alternatives (Eq. II.5a).

$$Q(t) = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t} \quad (\text{Eq II.5})$$

$$Q(t) = Q_0 \cdot Kr(t) \quad (\text{Eq II.5a})$$

Plus tard le même Boussinesq (1904) développa sa solution linéaire et introduisit une forme hyperbolique (Eq. II.6) pour un aquifère libre sans profondeur.

$$Q(t) = \frac{Q_0}{(1 + \alpha \cdot t)^2} \quad (\text{Eq II.6})$$

Depuis cette période, les équations de base de Boussinesq ont été développées et ainsi on distingue deux principales formulations:

- Les modèles exponentiels simples (MES) plutôt adaptés aux:
  - aquifères libres profonds
  - aquifères captifs
- Les modèles hyperboliques simples (MHS) pour:
  - les aquifères libres sans profondeur

Les deux modélisations ont été étendues aux études d'hydrologie de surface où l'on retrouve en parallèle les deux types d'approches. Ainsi on peut citer Coutagne (1948) ou Roche (1963) qui ont employé une modélisation des décrues par MHS, mais cette modélisation reste d'utilisation beaucoup moins courante que par expression exponentielle MES.

Les décrues observées peuvent résulter de la vidange d'aquifères ou de réservoirs de nature diverse. C'est ainsi que les courbes de tarissement, afin de traduire les différentes influences, ne peuvent pas toujours être représentées par des modèles simples. On a donc eu recours à des modèles de tarissement composites capables de décrire les régimes de décreue d'origine multiple. On peut alors distinguer:

- des modèles exponentiels composés

$$Q(t) = \sum_{i=1}^n Q_{0i} \cdot e^{-(\alpha_i \cdot t)} \quad (\text{Eq. II.7})$$

- des modèles hyperboliques composés

$$Q(t) = \sum_{i=1}^n Q_{0i} \cdot (1 + \alpha_i \cdot t)^{-2} \quad (\text{Eq. II.8})$$

- des modèles mixtes, plutôt utilisés en hydrologie karstique

$$Q(t) = \sum_{i=1}^{n_1} Q_{0i} \cdot e^{-(\alpha_i \cdot t)} + \sum_{i=1}^{n_2} Q_{0i} \cdot (1 + \alpha_i \cdot t)^{-2} \quad (\text{Eq. II.9})$$

L'analyse de Pereira (1984) sur de nombreuses courbes de tarissement de petits bassins versant de montagne a permis d'évaluer les performances de ces trois types d'approches. L'application hydrologique de ces modèles a permis à Pereira les conclusions suivantes.

1 Les modèles de décreue simples doivent être choisis selon la nature des aquifères (application en hydrogéologie). En particulier les modèles MES correspondent à la réponse de réservoirs linéaires et sont en général à préconiser.

2 Les modèles de tarissement mixtes obtenus par composition des modèles simples (MES ou MHS) sont de nature semi-empiriques et sans signification particulière. Les paramètres qui les composent ne peuvent que difficilement être utilisés pour une interprétation hydrologique.

3 Les modèles de récession obtenus par combinaison de modèles simples sont à utiliser de préférence pour l'interprétation de la réponse hydrologique des bassins versants. Les modèles exponentiels MES permettent une séparation des composantes du ruissellement et l'étude de celles-ci par une analyse des paramètres qui les composent.



### *Optimisation des paramètres des modèles de récession*

Très tôt, les modèles de récession complexes ont été employés. Les méthodes graphiques pour estimer les paramètres des récessions eurent la préférence des premiers modélisateurs. Ainsi une méthode classique, conçue par Langbein (1938), parvint à décomposer débit de base et débit de ruissellement en traçant la fonction  $Q(t) = f[Q(t-1)]$  et en ajustant deux courbes sur les points expérimentaux.

Barnes (1939) mit au point une autre méthode graphique permettant de séparer trois composantes d'un hydrogramme. La méthode des bandes raccordées (Matching Strip Method) proposées par Toebe et Strang (1964) consiste à isoler chaque période de récession et à les superposer pour obtenir une courbe type de tarissement. De nombreuses autres solutions graphiques aux équations non linéaires de base ont été proposées (Riggs, 1964; Kovacs 1975).

A partir des années soixante, des méthodes numériques virent le jour introduisant notamment des techniques de moindres carrés pondérés (Snyder 1962; James et Johnson 1970, Birtles 1978) entre autres. Des méthodes furent utilisées comme par exemple la prévision des récession par l'emploi de la convolution avec les pluies (Aron et Borrelli 1973; Yates et Snyder 1975). Une technique récente a été employée par Pereira (1982a) pour calculer les paramètres de la récession par les moindres carrés pondérés suivie d'une optimisation des paramètres.

### *Facteurs influant sur les récessions*

Dans la littérature qui traite le sujet, de nombreux auteurs se sont interrogés sur les facteurs qui pouvaient influencer sur les récessions de crue.

Certains auteurs se sont penchés sur l'effet de la transpiration et de l'évaporation. Singh (1968) met en évidence ces facteurs qui agissent sur le débit de base. Cependant la principale contribution à ce sujet est à mettre au crédit de Federer (1973) qui, en partant de courbes de récession moyennes, parvient à trouver des différences significatives entre valeurs du printemps et de l'été. Poursuivant ses travaux, il arrive à prouver l'influence de la végétation sur les décrues. Travaillant en parallèle sur un bassin nu (rasé et traité à l'herbicide) et un bassin forestier mitoyen, il s'aperçoit que la transpiration végétale provoque des récession très raides, l'eau étant principalement perdue par évapo-transpiration. Il explique le prolongement des récessions en absence de végétation par un drainage relativement lent à travers la zone saturée. Pourtant, l'observation de certains bassins méditerranéens déforestés par des incendies semble montrer qu'au contraire l'absence de

végétation (le cheminement de l'eau n'étant plus freiné par la couverture végétale) entraîne une brusque accélération des récessions (Lavabre et al. 1992).

D'autres auteurs se sont plutôt intéressés à l'influence géomorphologique ou géographique sur les récessions. Dingman (1966) parvient à la conclusion que les bassins à forte densité de drainage ont souvent de fortes décroissances en récession.

Les principaux travaux à ce sujet sont ceux de Pereira. Pereira et Keller (1982b) ont essayé de caractériser et d'isoler les facteurs qui jouent sur les paramètres de récession en s'appuyant sur la corrélation multiple. Les variables explicatives qu'ils employèrent ont surtout décrit les caractéristiques physiques de 11 bassins versants des Pré-Alpes suisses (pente des versants, indice de forme des bassins, surfaces relatives des zones de pâture, de zones rocheuses ou marécageuses, densité de drainage, etc ...). En conclusion ils dégagèrent l'importance des facteurs géologiques existant sur ces bassins et le rôle de la couverture végétale.

Quoiqu'il en soit il n'existe que peu d'études spécialement menées pour évaluer l'influence des précipitations sur les courbes de récession d'un bassin versant. Pourtant ce sont les précipitations qui conditionnent la recharge des nappes et par conséquent leur vidange. Bien qu'il existe de nombreux mécanismes hydrologiques complexes entre le moment où il pleut et la période de vidange (l'effet des pluies est amorti durant le stockage des eaux), il serait intéressant d'étudier l'impact des précipitations sur les récessions, et en particulier d'analyser si cet impact existe, contrairement à ce que suppose la méthode de l'Hydrogramme Unitaire.

### *B Les récessions et l'Hydrogramme Unitaire*

L'une des hypothèses fortes de l'Hydrogramme Unitaire est la condition d'unicité. Ceci suppose que la récession de l'HU devra pouvoir rendre compte des décrues des hydrogrammes et ceci quel que soit l'épisode. Nous allons voir ci-après quelles sont les conséquences qui découlent de cette hypothèse.

Les hypothèses de la théorie de l'Hydrogramme Unitaire impliquent qu'on devrait retrouver dans la récession des hydrogrammes de crue la récession de l'H.U..

Le lien entre la décroissance d'un H.U. et celle d'un hydrogramme de crue complexe est mis en évidence ci après.



L'hypothèse de base de la méthode de l'Hydrogramme Unitaire suppose qu'une pluie unitaire au pas de temps 1 provoque un débit  $Q_i = h_i$  à l'instant  $i$ .

De l'hypothèse de linéarité nous déduisons qu'une pluie efficace d'intensité quelconque  $PE_j$  à l'instant  $j$  induit une réponse du bassin à l'instant  $i$  égale à:

$$Q_i = h_{i-j+1} \cdot PE_j \quad (\text{Eq. II.10})$$

Le cumul à l'instant  $i$  des débits engendrés par les pluies efficaces des pas de temps antérieurs est décrit par l'équation de convolution:

$$Q_i = \sum_{j=0}^{i-1} h_{i-j+1} \cdot PE_j \quad (\text{Eq. II.11})$$

Supposons maintenant que la décroissance de l'hydrogramme Unitaire obéisse à une loi exponentielle.

Soit: 
$$-\alpha = \frac{d \log Q_i}{dt} \quad \text{pour } i > p \quad (\text{Eq. II.12})$$

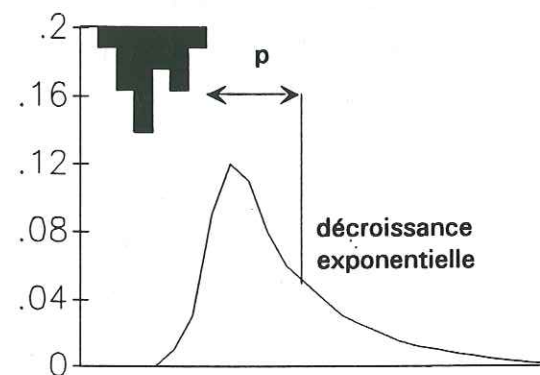
Pour  $dt = 1$  on peut faire l'approximation au premier ordre:

$$d \log Q_i = \log Q_i - \log Q_{i-1}$$

$$\Rightarrow -\alpha = \log \left( \frac{Q_i}{Q_{i-1}} \right) = \log \left( \frac{h_{i-j+1}}{h_{i-j}} \right)$$

Soit  $h_{i-j+1} = h_{i-j} \cdot e^{-\alpha}$  pour tout  $i > p$  (Eq. II.13)

On suppose que  $p$  est le numéro du pas de temps à partir duquel on admettra que la décroissance de l'Hydrogramme unitaire suit une loi exponentielle



Pour une crue quelconque on aura donc:

$$\begin{aligned} d \log Q_i &= \log Q_i - \log Q_{i-1} \\ &= \log \sum_{j=0}^{i-1} h_{i-j+1} \cdot PE_j - \log \sum_{j=0}^{i-2} h_{i-j} \cdot PE_j \\ &= \log \left( \frac{\sum_{j=0}^{i-1} h_{i-j+1} \cdot PE_j}{\sum_{j=0}^{i-2} h_{i-j} \cdot PE_j} \right) \end{aligned}$$

Si à l'instant  $i$  la pluie est nulle depuis un nombre de pas au moins égal à  $p$ , alors,

$$PE_j = 0 \text{ pour tout } j > i - p$$

$$d \log Q_i = \log \left( \frac{\sum_{j=0}^{i-p} h_{i-j+1} \cdot PE_j + \sum_{j=i-p+1}^{i-1} h_{i-j+1} \cdot PE_j}{\sum_{j=0}^{i-p} h_{i-j} \cdot PE_j + \sum_{j=i-p+1}^{i-1} h_{i-j} \cdot PE_j} \right)$$

Or comme

$$\sum_{j=i-p+1}^{i-1} h_{i-j+1} \cdot PE_j = \sum_{j=i-p+1}^{i-1} h_{i-j} \cdot PE_j = 0$$

On a alors

$$d \log Q_i = \log \left( \frac{\sum_{j=0}^{i-p} h_{i-j+1} \cdot PE_j}{\sum_{j=0}^{i-p} h_{i-j} \cdot PE_j} \right)$$

Et comme  $j < i - p$  soit  $i - j > p$

alors  $h_{i-j+1} = h_{i-j} \cdot e^{-\alpha}$  (Cf Eq. II.13)

Et:

$$d \log Q_i = \log \left( \frac{\sum_{j=0}^{i-p} h_{i-j} \cdot e^{-\alpha} \cdot PE_j}{\sum_{j=0}^{i-p} h_{i-j} \cdot PE_j} \right) = -\alpha$$



Dans le cadre des hypothèses de l'Hydrogramme Unitaire, la décroissance exponentielle d'un hydrogramme complexe est la même que celle de l'Hydrogramme Unitaire, pourvu qu'on se situe à un instant  $i$  séparé de la fin des pluies de plus de  $p$  pas de temps (c'est à dire d'une durée au moins égale (voire même largement supérieure) au temps de montée de l'HU).

D'autre part, la démonstration présentée ci-dessus ne tient pas compte de la présence d'une éventuelle composante de débit de base. En conséquence les conclusions que nous avons tirées sont acceptables dans l'hypothèse où le débit total a été privé de sa composante lente.

Ainsi, la décroissance exponentielle des hydrogrammes devrait toujours obéir à la même loi exponentielle.

C'est ce que nous nous proposons de vérifier dans ce chapitre. Nous analyserons chaque décrue d'hydrogramme et nous tenterons d'expliquer ces décrues par la corrélation multiple.

## II.2.1 DESCRIPTION DE LA DPFT

La structure classique de l'Hydrogramme Unitaire décompose la transformation pluie-débit en deux fonctions indépendantes.

- la fonction de production qui intègre les mécanismes non linéaires d'interception des précipitations (stockage dans le sol, évaporation, absorption par la végétation). Par abattement des intensités de pluie, cette fonction va générer des "pluies efficaces" qui contribuent à créer des volumes de ruissellement.

- la fonction de transfert, linéaire, est la fonction qui distribue dans le temps les séries de pluies efficaces pour former les débits. D'après les hypothèses de Sherman (1932) cette fonction est unique et invariante; c'est à dire que les durées de transfert depuis n'importe quel point d'un bassin jusqu'à l'exutoire restent toujours les mêmes.

Si cette conceptualisation permet de schématiser de façon simple les mécanismes qui commandent à la relation pluie-débit, elle est en revanche difficile à utiliser. La connaissance de la chronologie des pluies efficaces pendant un épisode pluvieux est expérimentalement une entreprise impossible. De la même manière l'approche expérimentale pour l'identification d'une fonction de transfert unique et invariante est également inaccessible à l'heure actuelle.

Devant cette impossibilité expérimentale, un grand nombre de méthodes numériques ont été développées pour tenter d'approcher ces deux fonctions.

Parmi celles-ci la méthode DPFT (Différence Première de la Fonction de Transfert), initialement proposée par Duband (1978), reprend la structure de l'algorithme de Newton et Vinyard (1967). cette méthode est capable de fournir simultanément une estimation de la fonction de transfert moyenne d'un bassin sur un jeu d'épisodes et des séries de pluies efficaces pour ces épisodes.

Cette méthode, qui entre dans le cadre des modèles globaux, repose sur un certain nombre d'hypothèses issues de la théorie de l'Hydrogramme Unitaire.

- les pluies efficaces sont supposées homogènes sur toute la surface du bassin.

- La fonction de transfert est unique et invariante.

Les pluies efficaces estimées par cette méthode ont la particularité d'être générées sans structure sous-jacente de fonction de production. En conséquence, elles pourraient être particulièrement intéressantes pour le calage d'une fonction de production. En fait la DPFT trouve une FT moyenne alors que la FT évolue épisode par épisode, ce qui pourrait provoquer des erreurs sur les PE.



## A Principe

Depuis la première formulation, de nombreuses études et améliorations ont été proposées (Versiani 1983, Nalbantis 1987, Rodriguez 1989, Sempere-Torres 1990), qui ont pu tester les performances de la méthode dans de nombreux cas tant sur données générées que sur données réelles.

L'une des particularités de la méthode, issue de l'algorithme de Newton et Vinyard, est l'identification de la fonction de transfert sur un jeu multi-événement. Les séries de pluies et de débits de tous les épisodes sont regroupées de façon à constituer un seul vecteur (ou matrice). Ce procédé permet d'identifier une fonction de transfert moyenne, commune à toutes les crues mises en jeu. D'autre part, la fonction de transfert, bien que d'après la théorie de l'Hydrogramme Unitaire ayant une longueur infinie, est calculée sur une longueur finie  $k$ . Cette longueur, appelée mémoire, représente la durée pendant laquelle l'hydrogramme conserve significativement l'influence des pluies.

On peut alors écrire l'équation liant les PE à la FT pour expliquer les débits de l'épisode  $L$ .

$$(Q^L) = (PE^L) \times (H) \quad (\text{Eq. II.12})$$

$$\text{avec } (Q^L)^T = (Q_1^L, Q_2^L, Q_3^L, \dots, Q_n^L)$$

$$\text{et } (PE^L)^T = (PE_1^L, PE_2^L, PE_3^L, \dots, PE_m^L)$$

$H$  est la fonction de transfert moyenne tronquée à  $k$  pas de temps.  
 $n$  la longueur des débits et  $m$  la longueur des pluies

Ce qui peut être écrit par l'équation de convolution:

$$Q_i = \sum_{j=1}^k H_j \cdot PE_{i-j+1}$$

L'emploi du système multi-événement (qui peut comporter plusieurs centaines voire plusieurs milliers d'équations) pour identifier une FT (ayant entre 10 et 30 coefficients au plus) permet de construire un système possédant un grand nombre de degrés de liberté et donc exige une technique d'optimisation des inconnues. Ces techniques permettent en général une bonne robustesse à l'estimation de la fonction de transfert. On prolonge la FT par une décroissance exponentielle dont le paramètre de décroissance est calé sur les derniers pas de temps de la FT identifiée.

Notons au passage que la délimitation des épisodes doit être faite de façon à ce qu'il y ait au plus  $k$  pas de temps de débit après la dernière pluie brute observée.

Nous allons entrer maintenant dans la description des caractéristiques propres à la méthode qui reposent sur plusieurs principes de base.

## B L'écriture en différence des systèmes

L'un des principes fondamentaux de la méthode réside dans la formulation en différence des variables du système (des débits et des coefficients de la FT).

L'équation II.12 s'écrit alors:

$$(q^L) = (PE^L) \times (h) \quad (\text{Eq. II.13})$$

$$\text{avec } q_i = Q_i - Q_{i-1}$$

$$h_i = H_i - H_{i-1}$$

Soit l'équation de convolution:

$$q_i = \sum_{j=1}^k h_j \cdot PE_{i-j+1}$$

L'expression en Différence Première de la Fonction de Transfert est à l'origine du nom de la méthode. Cette réécriture du système initial s'explique par les conditions mêmes de l'élaboration de la méthode.

En effet cette méthode fut développée dans une perspective de prévision de crue. Or, il est préférable, dans un contexte opérationnel de prévision de crue, d'annoncer la variation du débit entre le pas de temps présent  $i$  et les pas de temps suivants  $i+n$  plutôt que le débit total.

D'autre part, les hydrogrammes de crue sont souvent corrélés d'un pas de temps sur l'autre et le passage en variation de débit diminue cette autocorrélation. Par la suite, le retour au débit s'effectue sans problèmes tout en ayant gagné de la robustesse pour les estimations.

Une autre raison à cette formulation en variation de débit est relative à la structure des hydrogrammes. En effet cette transformation en différence première permet de privilégier la composante rapide du ruissellement (la montée de crue) par rapport à la composante lente (périodes de récession ou début de crue). En effet, on arrive à faire ressortir le rôle de la composante rapide (fortes variation de débit) tandis que la composante lente (caractérisée par une faible dynamique de crue d'où des variations de débit très petites) sera en grande partie atténuée.

Cet effet de filtrage de la composante lente par la méthode DPFT montrée par Rodriguez (1989) permet de négliger l'effet de cette composante (qui n'est pas reliée linéairement aux pluies efficaces).



Cependant cette structure, particulièrement adaptée à un fonctionnement crue par crue, ne permet pas une utilisation en continu (où les crues sont souvent minoritaires par rapport aux périodes d'étiage).

### C L'algorithme itératif et alterné

La méthode détermine les inconnues du système (Différence Première de la Fonction de Transfert et pluies efficaces) en ayant recours à un algorithme itératif et alterné dont le schéma suivant indique le principe:

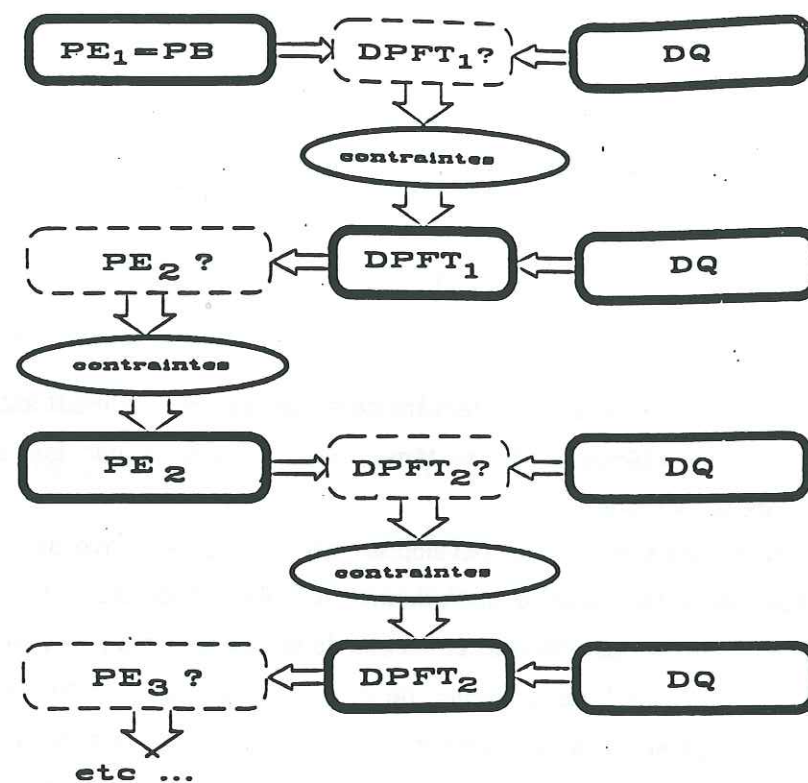


Fig. II.1 Représentation schématique de l'algorithme de la DPFT.

Partant de l'hypothèse que les pluies brutes constituent la meilleure estimation que l'on puisse avoir pour les pluies efficaces, l'algorithme identifie une première estimation de la Différence Première de la Fonction de Transfert ensuite il alterne entre identification de la DPFT (connaissant les dQ et les PE) et déconvolution des débits (calcul des PE connaissant la DPFT et les dQ).

Il est itératif car il répète le processus - identification / déconvolution - de façon itérative jusqu'à convergence. Cette convergence est généralement atteinte au bout de 5 à 7 itérations, selon la qualité des données utilisées.

Grâce au grand nombre de degrés de liberté, une simple méthode de moindres carrés est satisfaisante pour identifier les coefficients de la DPFT tronqués à k pas de temps. On trouvera ci-dessous l'écriture des systèmes dans les phases d'identification et de déconvolution.

Le système II.14 décrit le système multi-événements de la phase d'identification de la FT.

$$(q) = (PE) \times (h) \quad (\text{Eq. II.14})$$

Avec

$$(q)^T = \left( (q^1)^T, (q^2)^T, \dots, (q^L)^T, \dots, (q^N)^T \right)$$

$$(PE)^T = \left( (PE^1)^T, (PE^2)^T, \dots, (PE^L)^T, \dots, (PE^N)^T \right)$$

Pour la crue L et pour une durée de pluie brute de m pas de temps, on écrit le système suivant:

$$PE^L = \begin{pmatrix} PE_1^L & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ PE_2^L & PE_1^L & 0 & \cdot & \cdot \\ PE_3^L & PE_2^L & PE_1^L & 0 & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ PE_k^L & PE_{k-1}^L & PE_{k-2}^L & \cdot & PE_1^L \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ PE_m^L & PE_{m-1}^L & PE_{m-2}^L & \cdot & PE_{m-k+1}^L \\ 0 & PE_m^L & PE_{m-1}^L & \cdot & PE_{m-k}^L \\ \cdot & 0 & PE_m^L & \cdot & PE_{m-k-1}^L \\ \cdot & \cdot & 0 & \cdot & \cdot \\ 0 & \cdot & \cdot & 0 & PE_m^L \end{pmatrix}$$

La première estimation de la FT est alors soumise à des contraintes: positivité des coefficients de la FT, norme de la FT égale à 1 (conservation des volumes), lissage exponentiel de la queue.

Disposant d'une FT, on procède à l'opération inverse: par déconvolution des débits avec cette FT estimée, on détermine épisode par épisode les séries de pluies efficaces. Contrairement à la phase d'identification, le système de déconvolution ne présente bien souvent que peu de degrés de liberté (10 à 30 ddl pour des épisodes de 100 pas de temps).



$$(q^L) = (h) \times (PE^L) \quad (\text{Eq. II.15})$$

$$(q^L)^T = \left( (q_1^L)^T, (q_2^L)^T, (q_3^L)^T, \dots, (q_{n^L}^L)^T \right)$$

$$(PE^L)^T = \left( (PE_1^L)^T, (PE_2^L)^T, (PE_3^L)^T, \dots, (PE_{m^L}^L)^T \right)$$

$n^L$  désignant le nombre de pas de temps de la crue L.

$m^L$  étant le nombre de pluies efficaces non nulles de la crue L.

Avec

$$h = \begin{vmatrix} h_1 & 0 & . & . & 0 \\ h_2 & h_1 & . & . & . \\ h_3 & h_2 & h_1 & . & . \\ . & . & . & . & 0 \\ h_m & h_{m-1} & h_{m-2} & . & h_1 \\ . & . & . & . & . \\ h_n & h_{n-1} & h_{n-2} & . & h_{n-m+1} \end{vmatrix}$$

Le manque de robustesse de ce système empêche généralement l'emploi des moindres carrés simples. On constate en effet l'apparition d'oscillations sur les séries de PE déconvoluées. Le mauvais conditionnement de la matrice de résolution oblige le recours à la Ridge Regression (Hoerl & Kennard 1970, Bruen & Doodge 1984, Liang 1988) (Rodriguez 1989) qui reconditionne la matrice à inverser par l'introduction d'un coefficient positif sur la diagonale principale. Cette technique augmente la stabilité mais introduit un biais sur les PE obtenues, se traduisant la plupart du temps par une sous-estimation des volumes. Les pluies efficaces déconvoluées sont soumises à des contraintes (PE < PB pour rester homogène avec les hypothèses de l'HU, remise à zéro des valeurs négatives).

Le processus itératif continue par une deuxième estimation de la DPFT, suivi d'une deuxième série de déconvolution et ainsi de suite jusqu'à convergence.

## II.2.3 CRITERES DE QUALITE

### Le coefficient de détermination

Le coefficient de détermination ou coefficient de corrélation au carré donne le pourcentage de variance expliquée entre les séries de débits observés  $Q_{OBS}$  et calculés  $Q_{CALC}$ .

$$\text{Soit: } Q_{CALC} = A.Q_{OBS} + B + \varepsilon_1$$

- A pente de la droite de régression (égale à 1 si la régression est parfaite)
- B ordonnée à l'origine de la droite d'ajustement (égale à 0 si la régression est parfaite)
- $\varepsilon_1$  résidu de la régression linéaire

On définit  $R^2$  comme

$$R^2 = \frac{\text{Var}(Q_{OBS}) - \text{Var}(\varepsilon_1)}{\text{Var}(Q_{OBS})}$$

où  $\text{Var}(Q_{OBS})$  est la variance des valeurs observées  
 $\text{Var}(\varepsilon_1)$  la variance résiduelle

### L'efficience (ou critère) de Nash

L'efficience ou critère de Nash & Sutcliffe (1970) a une définition très proche de celle de  $R^2$ . La différence provient du type d'ajustement que l'on applique. En effet, on calcule une régression telle que:

$$Q_C = Q_{OBS} + \varepsilon_2$$

où les paramètres de la droite d'ajustement sont par conséquent égaux à 1 pour A et à 0 pour B par rapport à la régression classique.

Ce critère est défini par:

$$E = \frac{\text{Var}(Q_{OBS}) - \text{Var}(\varepsilon_2)}{\text{Var}(Q_{OBS})}$$



$$= \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{OBS_i} - \bar{Q})^2 - \sum_{i=1}^N (Q_{OBS_i} - Q_{C_i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{OBS_i} - \bar{Q})^2}$$

Quand la variance des résidus  $\varepsilon_2$  est très grande, l'efficacité de Nash tendra vers  $-\infty$ . Si au contraire elle tend vers zéro (reconstitution parfaite), le critère tendra vers 1. Le fait que ce critère utilise une régression sans biais rend l'efficacité plus "sévère" que le coefficient de détermination. Ce critère sera celui dont on tiendra compte prioritairement. En effet, on peut supposer qu'une reconstitution puisse avoir un très bon  $R^2$  mais avec des valeurs systématiquement biaisées ( $a \neq 1$  et  $b \neq 0$ ). La comparaison entre cette efficacité et le coefficient de détermination permettra de se rendre compte du degré de biais dans les reconstitutions.

Ce critère servira également de fonction objectif dans le cadre d'une optimisation de fonction (Chap. V).

## II.3 ETUDE DES RECESSIONS DES CRUES - BASSIN DE POLAKA

### II.3.1 LA FONCTION DE TRANSFERT DE POLAKA

La caractérisation hydrologique du bassin de Polaka sur lequel nous allons étudier les récessions de crue passe par l'identification de sa fonction de transfert.

Disposant des 47 crues (Cf Chap I.2) de ce bassin, nous avons appliqué la DPFT.

La fonction de transfert retenue a été identifiée avec les paramètres suivants:

- pas de temps 10 minutes
- mémoire  $k = 15$
- lissage au 14ème pas sur 7 pas en arrière
- coefficients de Ridge Regression  $10^{-2}$  à toutes les itérations

Comme on le voit sur la figure II.2.a, au bout de trois itérations on obtient pratiquement la fonction de transfert définitive et cinq itérations suffisent amplement pour obtenir une convergence acceptable.

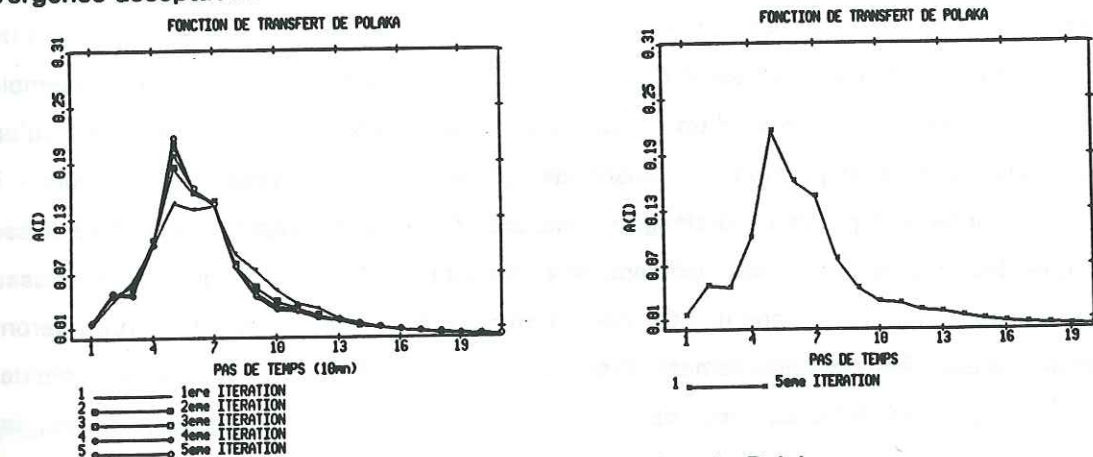


Fig. II.2.a Fonction de transfert de Polaka

Les performances en reconstitution (efficacité de Nash) sont plutôt moyennes avec 0.925 en débit et 0.918 en variation de débit.

Il est à noter que cette fonction de transfert a un temps de montée de 5 pas de temps (50 minutes) et que la mémoire d'identification est de 15, soit trois fois le temps de montée au pic, ce qui est en accord avec les observations de Nalbantis.

On a porté sur la Fig. II.2.b le logarithme népérien des valeurs des ordonnées de la FT en fonction du temps. On observe sur cette fonction de transfert que sa décroissance a une allure exponentielle, notamment au delà du septième pas de temps (les points figurés sur la figure II.2.b commencent à partir du cinquième pas de temps (maximum du pic de la FT) et s'arrêtent au 13ème, au moment où l'on prolonge la queue de la FT par un modèle exponentiel).



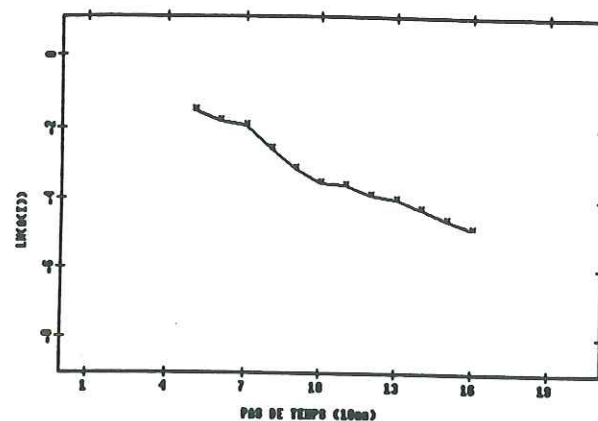


Fig. II.2.b Décroissance exponentielle de l'Hydrogramme Unitaire

### II.3.2 OBTENSION DES PARAMETRES DE RECESSION

On rappelle que la décroissance exponentielle des crues (et de la FT) n'est effective qu'après  $p$  pas de temps après la dernière pluie. Dans l'étude des récessions qu'on se propose de faire, il faudra considérer les décrues survenant  $p$  pas de temps après la dernière pluie (avec ici  $p$  égal au temps de montée au pic). Avant cette limite, on peut affirmer que les décrues sont "contaminées" par les pluies.

L'étude que nous présentons ici se propose d'analyser les courbes de tarissement d'un bassin sahélien du Burkina Faso: le bassin de Polaka ( $9 \text{ km}^2$ ) lui-même intégré dans un ensemble plus large, la Mare d'Oursi. Le choix d'un bassin versant sahélien a été justifié par le fait qu'en dehors des périodes de précipitation - la saison des pluies dure d'Avril-Mai à Septembre - il n'existe pas à proprement parler de drainage permanent. Cette hydrographie particulière laisse supposer que les nappes, si elles existent, ne contribuent pas à alimenter le réseau hydrographique de manière permanente. On peut d'ores et déjà affirmer que les crues seront principalement composées de ruissellement direct ou d'un ruissellement subsurface rapide. D'autre part, les précipitations des régions sahéliennes sont en général de courte durée, en conséquence, les hydrogrammes observés ont une structure assez simple et ne comportent que rarement plusieurs pics de crue.

On a vu brièvement qu'il existait dans la littérature de nombreuses méthodes parfois très simples (fondées sur des techniques graphiques) ou plus élaborées (pouvant faire intervenir des méthodes numériques itératives complexes (Pereira et Keller 1982a) pour déterminer les paramètres qui commandent aux récessions. Le choix du modèle de tarissement est également de première importance. Ne connaissant pas a priori la véritable loi de vidange du bassin, nous avons opté pour la formulation exponentielle simple, ainsi le comportement du débit en phase de décrue obéira à la relation suivante:

$$Q(t) = Q(t_m) \cdot e^{-\alpha \cdot (t - t_m)}$$

où  $t_m$  représente le numéro de pas de temps du pic de crue  
et  $\alpha$  le coefficient de récession.

En conséquence, nous avons porté les logarithmes népériens des débits en fonction du pas de temps. A partir des 47 crues disponibles du bassin de Polaka, on a pu utiliser 55 décrues. Parmi ces 55 récessions (Fig. II.3), un certain nombre n'étaient pas satisfaisantes pour estimer un coefficient de récession, soit qu'elles étaient trop courtes, soit qu'elles présentaient des discontinuités aberrantes. Finalement ce sont 47 décrues qui seront retenues dans cette étude (Annexe I).

L'examen des décrues d'hydrogrammes de Polaka montre que la majorité des crues de ce bassin tarissent avant 30 pas de temps (5 heures). En outre la pente des récessions est aussi très forte (Fig. II.3). Le bassin semble donc caractérisé par une vidange très rapide des volumes de crue.

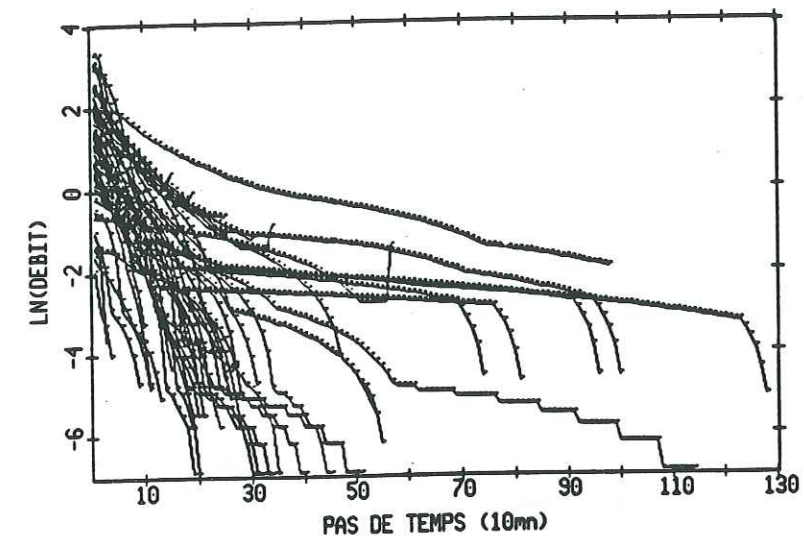


Fig. II.3 Les 55 récessions brutes obtenues à partir des 47 épisodes de crue de Polaka.

Sur les exemples que nous présentons (Fig. II.4), sont figurées les décrues de plusieurs épisodes. Les hydrogrammes ont souvent des montées de crue très rapides et la plupart du temps des débits initiaux nuls. Ce bassin a un temps de montée de cinq pas de temps (50 minutes) qu'on observe sur les crues de manière très régulière. L'épisode 8001 montre un exemple extrême des crues de Polaka puisque le bassin répond pratiquement à une impulsion de pluie unitaire.

La figure II.4 montre quatre courbes de tarissement particulières tirées de notre échantillon. On observe une petite inflexion de la pente au sixième pas de temps, en particulier pour les épisodes 7807 et 7915. Cette constatation est d'ailleurs confirmée par les hydrogrammes de crue eux-mêmes qui présentent un changement du régime de débit six pas de temps après le pic de crue. On observe également une autre inflexion à des pas de temps différents selon chaque épisode (épisode 7807 au 12ème pas de temps, 7915 au 16ème, 8003 au 19ème pas de temps).



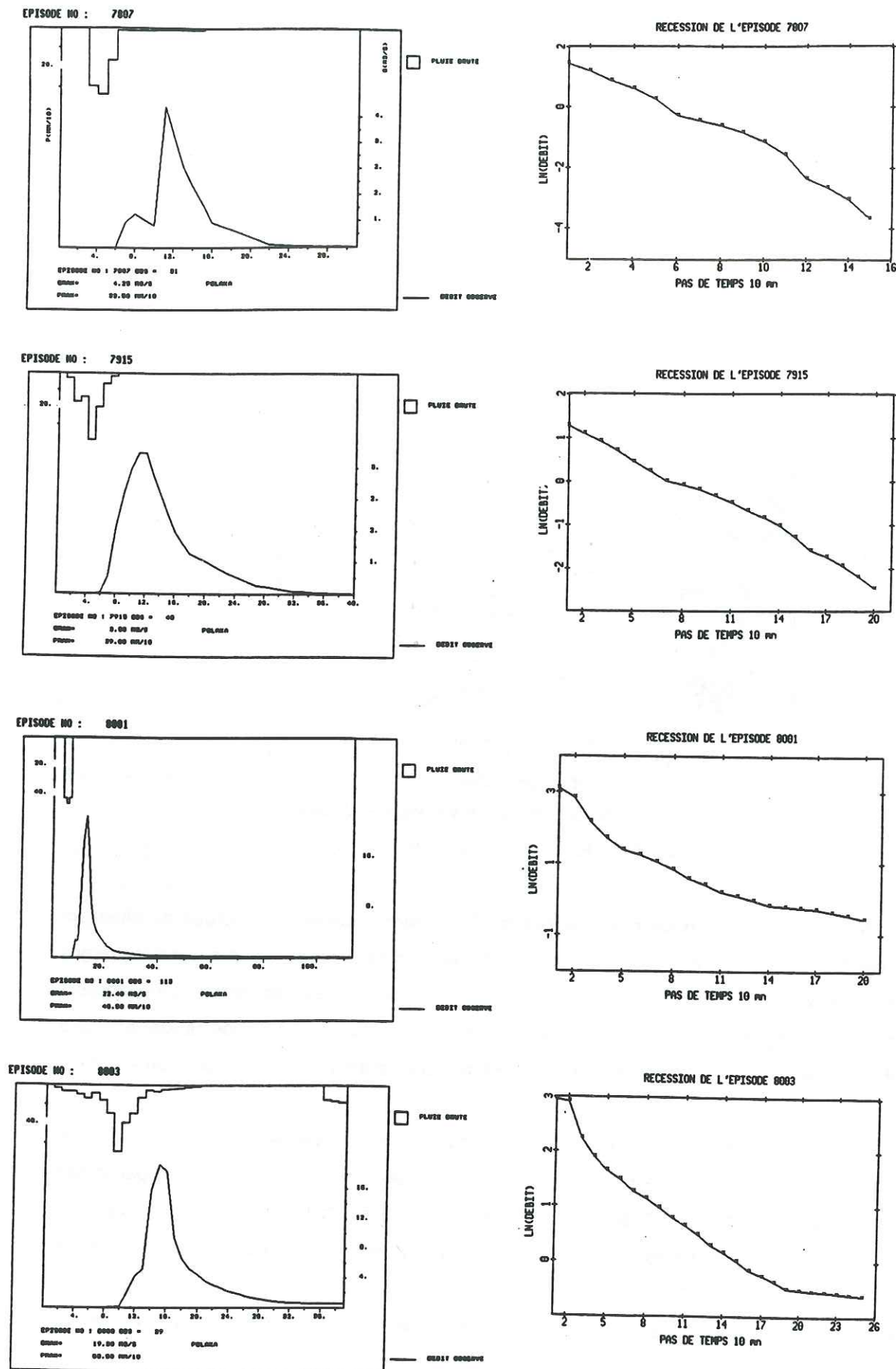


Fig. II.4 Exemples de courbes de récession brutes pour 4 crues de polaka.

Nous allons porter notre attention sur les deux premiers segments des courbes de tarissement. La première section est en général très affirmée et dure presque toujours 5 ou 6 pas de temps ce qui correspond au temps de montée du bassin. La seconde partie n'a pas de durée vraiment déterminée.

En reprenant la formulation exponentielle, on va expliquer le débit de décrue par l'expression:

$$Q_1(t) = Q_{01} \cdot e^{-\alpha_1 t} \quad \text{pour le premier régime de récession}$$

$$\text{et} \quad Q_2(t) = Q_{02} \cdot e^{-\alpha_2 t} \quad \text{pour le deuxième}$$

Ces deux expressions donnent le débit en phase de décrue pour le temps  $t$  en fonction d'un débit initial et d'un coefficient de récession. Chacune de ces récessions correspond à un régime particulier: la première pourrait caractériser un débit de ruissellement rapide, la seconde un ruissellement à temps de réponse plus lent.

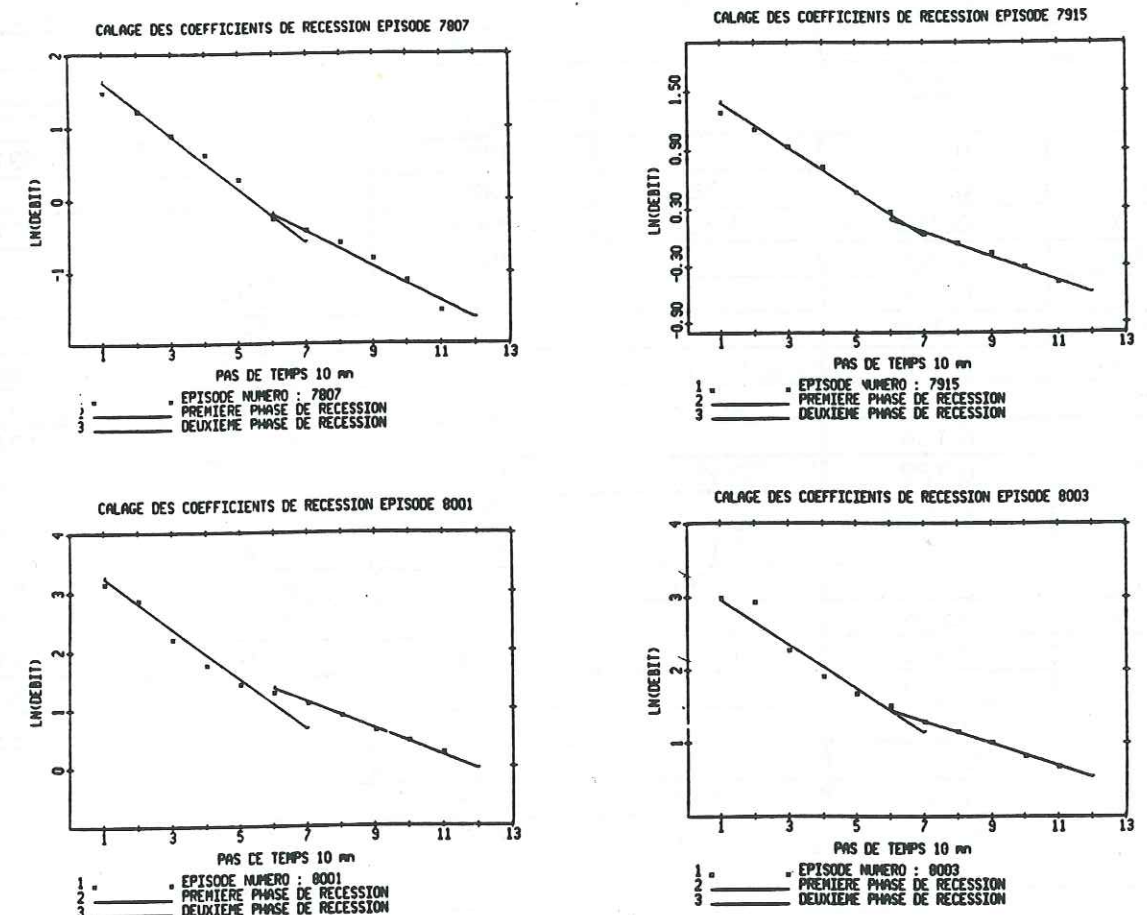


Fig II.5 Détermination graphique des coefficients de récession des deux parties de la décrue



C'est ainsi que sur les points expérimentaux dont nous disposons, nous avons ajusté sur chaque segment une droite par moindres carrés. Cet ajustement a été réalisé pour chaque portion de droite sur cinq points (Fig. II.5). Pour la première section de droite, nous avons exclu le premier point qui correspond à la valeur du pic de crue. La seconde partie de récession a également été tronquée à cinq pas de temps. L'ajustement par moindres carrés nous fournit ainsi les coefficients de récession  $\alpha_1$  et  $\alpha_2$  (pente de l'ajustement) ainsi que les débits  $Q_{01}$  et  $Q_{02}$  à l'instant initial (ordonnées à l'origine).

Nous avons constitué un jeu de 47 coefficients de récession caractérisant la première phase de décrue ainsi qu'un jeu de 29 coefficients contrôlant la récession de la deuxième partie.

Code épisode	Coefficient de récession 1ère phase	Coefficient de récession 2ème phase	Code épisode	Coefficient de récession 1ère phase	Coefficient de récession 2ème phase
7801	0.213		7904	0.369	
7803	0.424		7905	0.320	
7803	0.140		7906	0.351	0.303
7805	0.134		7907	0.311	0.621
7806	0.304	0.253	7908	0.343	
7807	0.358	0.229	7909	0.263	0.271
7808	0.206		7910	0.017	
7808	0.134		7911	0.279	
7809	0.258		7912	0.265	
7810	0.146	0.121	7913	0.247	0.266
7811	0.099	0.129	7914	0.117	0.057
7812	0.134		7915	0.202	0.124
7813	0.182	0.102	8001	0.397	0.214
7813	0.109		8002	0.169	
7814	0.110	0.101	8003	0.344	0.155
7815	0.150	0.136	8004	0.130	0.150
7816	0.216	0.047	8005	0.362	0.109
7816	0.036	0.204	8006	0.261	0.154
7817	0.060		8006	0.018	0.020
7818	0.225	0.249	8007	0.203	0.198
7819	0.252	0.205	8007	0.197	0.148
7820	0.320	0.202	8008	0.180	
7821	0.287	0.238	8010	0.140	0.102
			8011	0.169	0.114
Moyenne		Ecart-type		Coefficient de variation	
Récession 1ère phase	0.227		0.099		0.436
Récession 2ème phase	0.189		0.108		0.569

### II.3.3 PRESENTATION DES VARIABLES EXPLICATIVES DE LA CORRELATION MULTIPLE

Nous allons supposer que les variations observées sur les coefficients de récession dépendent des conditions de recharge du bassin, à la fois positives (précipitations) et négatives (pertes par évaporation). Nous disposons d'une bonne connaissance des séries de pluies sur ce bassin, avec la totalité des épisodes pluvieux pendant trois ans.

En ce qui concerne l'état hydrique du bassin, nous le décrirons par l'intermédiaire d'un indice des précipitations antérieures. De la même façon, on utilisera une somme des pluies antérieures dans la saison pour caractériser grossièrement l'état de la végétation (la saison des pluies étant très marquée au Sahel).

C'est ainsi que nous avons sélectionné des variables explicatives où interviennent des grandeurs caractérisant la quantité de pluie précipitée, la distribution de ces pluies dans le temps ou encore la localisation dans la saison.

Ces variables explicatives qui varient d'une crue à l'autre ne prennent pas en compte des caractéristiques géologiques ou géomorphologiques du bassin versant. On peut classer les variables en quatre types de facteurs, définis pour la crue d'un jour J.

#### 1 Facteurs qui rendent compte de l'état hydrique du sol

JSEC(J) Nombre de jours séparant l'épisode de crue de la pluie précédente.

PSAI(J) Nous avons voulu introduire une variable qui donne une indication sur le rôle de la couverture végétale pendant la saison des pluies. La végétation est en effet rare et pauvre avant que les précipitations n'arrivent. On assiste à une forte croissance de la végétation dès que les pluies arrivent. N'ayant pas de données pouvant décrire un tel phénomène, on a choisi la variable qui provoque la croissance des végétaux: c'est la lame d'eau totale tombée sur le bassin depuis le début de la saison des pluies.

$$PSAI(J) = \sum_{i=1}^N PTOT(J-i)$$

avec N le nombre d'événements pluvieux depuis le début de la saison des pluies, avant l'épisode j.  
et PTOT(J) le total pluviométrique de l'épisode J.

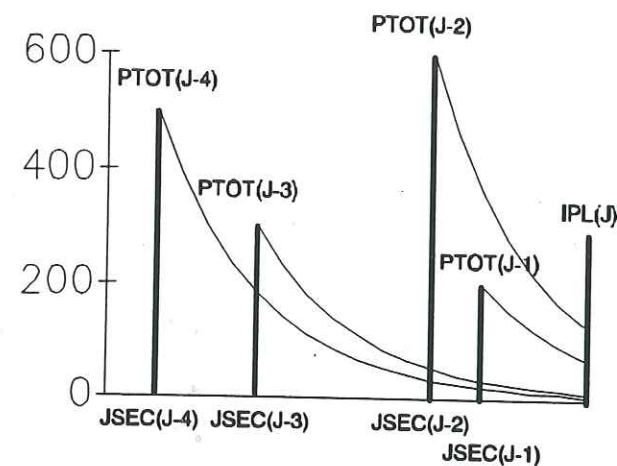
IPL(J) est la somme des pluies totales antérieures à un épisode J pondérées par un terme exponentiel qui fait diminuer cet indice.

$$IPL(J) = \sum_{i=1}^N PTOT(J-i) e^{-K \cdot JSEC(J-i)}$$



où JSEC(J-1) est le nombre de jour sans pluie séparant l'épisode J de l'épisode I

Après une série de tests sur le rôle de IPL en fonction de K, le coefficient K a été choisi tel que  $K = 0.05$ . D'une journée à l'autre ( $JSEC = 1$ ), on conserve 95% de la lame d'eau totale tombée le jour précédent ( $e^{-0.05} \approx 0.95$ ).



Une forte valeur de cette variable signifiera que plusieurs pluies précèdent de peu l'épisode J. L'effet des pluies antérieures n'est pas encore atténué.

## 2 Facteurs qui informent sur les précipitations qui ont provoqué la crue

L'influence des pluies de l'épisode sur les récessions est sans doute capitale. Nous présentons ici trois variables explicatives qui nous informeront sur les apports quantitatifs des précipitations.

PTOT(J) donne le total des précipitations sur l'ensemble de l'épisode

$$PTOT(J) = \sum_{i=1}^M PB_J(I) \quad \text{en } 10^{-1} \text{ mm pour 10 min.}$$

$PB_J(I)$  est la pluie brute de l'épisode J au pas de temps I.

M est le nombre de pas de temps de la pluie J.

IMAX(J) est la plus forte intensité de pluie enregistrée sur l'épisode (en  $10^{-1}$  mm pour 10 mn).

IMOY(J) est l'intensité moyenne calculée sur l'épisode J (en  $10^{-1}$  mm pour 10 mn).

$$IMOY(J) = \frac{\sum_{i=1}^M PB_J(I)}{\text{NOMBRE DE PAS DE PLUIE}} = \frac{PTOT(J)}{M}$$

## 3 Variables relatives à la distribution des pluies

Une série d'autres variables fournira des indications sur la distribution des pluies pendant l'épisode pluvieux. Les variables que nous proposons cherchent à quantifier l'effet des pluies pendant les récessions.

IND(J) est le rapport de la somme des pluies postérieures au pic de crue sur la somme des pluies antérieures. Cette variable nous indique directement si la récession est affectée par les pluies. Elle donne le pourcentage de pluie totale précipitée durant la décrue.

$$IND(J) = \frac{\sum_{i=N}^{PIC} PB_J(I)}{\sum_{i=1}^{PIC} PB_J(I)}$$

PMOM(J) est la somme des pluies à chaque pas de temps, pondérées par leur distance au pic de crue. Cette variable informe sur l'éloignement des pluies par rapport au pic de crue. Ainsi une forte valeur signifiera que le centre de gravité des pluies se situe loin du pic de crue. Inversement, une valeur proche de zéro, voire même négative, aura pour signification que la majorité des pluies sont centrées autour du pic ou même après.

$$PMOM(J) = \sum_{i=1}^N PB(I) \cdot (t_m - t_i) \quad t_m - t_i \text{ est la durée qui sépare la pluie du pic de crue.}$$

MOM(J) est le moment précédent rendu adimensionnel en le rapportant au produit des pluies totales par le temps de montée au pic

$$MOM(J) = \frac{\sum_{i=1}^N PB_J(I)(t_m - t_i)}{PTOT(J) \cdot t_m}$$



Ses valeurs décroissent depuis 1 (pluies concentrées dans les premiers pas de temps de l'épisode) jusqu'à des valeurs négatives (pluies importantes jusqu'en fin d'épisode). Plus MOM est proche de zéro, plus les pluies sont fortes et proches du pic de crue. Par rapport à PMOM, (variable avec laquelle MOM est peu corrélée), on obtient une sorte de quotient de pluie éloignée par rapport à l'ensemble des pluies précipitées.

#### 4 Facteurs concernant le ruissellement

Deux variables sont aussi utilisées pour évaluer le volume de débit ruisselé.

QMAX est le débit de ruissellement maximum observé (pic de crue) en m<sup>3</sup>/s.

SDEB est la somme des débits cumulés jusqu'au pic de crue en m<sup>3</sup>/s. Cette variable informe sur le volume ruisselé jusqu'au pic de crue.

#### II.3.4 ANALYSE DES COEFFICIENTS DE RECESSION

Le propos de cette étude est de dégager les caractéristiques de la récession sur le bassin de Polaka et de mieux comprendre l'influence des facteurs qui agissent sur ses paramètres de récession. L'outil que nous avons employé est la régression multiple pas à pas (Stepwise Regression Method). Cette méthode consiste à introduire ou à retrancher une par une les variables explicatives selon le critère de la contribution marginale (F partiel obtenu à partir des coefficients de corrélation partielle). La sélection se termine quand plus aucune V.E. ne peut plus être ajoutée ou enlevée dans l'équation de régression. Grâce à la corrélation partielle nous pourrions identifier les facteurs prédominants ainsi qu'évaluer leur importance relative en présence des autres facteurs.

La plupart des auteurs qui ont travaillé sur les récessions ont pris soin de sélectionner des crues apparemment libérées de l'influence des pluies. Notre but étant d'analyser cette influence, nous avons conservé toutes les crues de l'échantillon de base. Cependant, nous avons construit deux autres échantillons dans lesquels l'influence de la pluie était moindre. Le critère de sélection a été le pourcentage de pluie totale tombée pendant la décrue (la variable IND qui sert à la fois de variable explicative et de critère de sélection). Ainsi nous avons constitué pour la première phase de récession un échantillon de 24 décrues où IND est inférieur à 10 % et un autre de 15 coefficients de récession où IND = 0. La seconde phase comporte 20 récessions pour IND < 0.1 et 13 récessions dans l'échantillon privé de l'influence des pluies (IND = 0). Dans l'annexe II sont portés les épisodes correspondant aux différents échantillonnages.

Nous avons testé deux types de régression multiple pour expliquer ces coefficients.

La première forme suit une relation linéaire:

$$Y = \alpha.X_1 + \beta.X_2 + \dots + \xi.X_n + \gamma_1$$

La seconde relation a une expression en puissance:

$$Y = X_1^\alpha \cdot X_2^\beta \cdot \dots \cdot X_n^\xi \cdot \gamma_2$$

qui correspond à une relation linéaire sur les logarithmes népériens des variables. Cette seconde formulation peut éventuellement mieux convenir pour décrire l'influence de certaines variables. On en jugera sur la qualité des régressions obtenues.

#### A Analyse de la première phase de récession

1 La première tentative d'explication du coefficient de récession par corrélation multiple est faite sur échantillon brut (47 récessions Tab II.1). Le tableau II.2 montre que pour cinq variables explicatives la formulation linéaire explique un peu mieux les récessions ( $R^2 = 0.642$  contre 0.566).

Sur ce tableau ainsi que sur ceux qui seront présentés par la suite, les variables intervenant dans les relations mises en évidence sont rangées dans leur ordre d'importance comme le montrent les coefficients de corrélation partielle. Le T<sub>0</sub> de Student indique si le signe du coefficient de régression est significatif par rapport aux valeurs limites (pour n=47  $t_{0.005} = 2.685$  et  $t_{0.025} = 2.012$ ).

Dans les deux cas, le débit de crue maximum QMAX est la principale variable explicative. Le coefficient de régression positif montre que les récessions sont plus raides quand le pic de débit augmente.

Pour la formulation en exposant, les variables explicatives relatives à la pluie sont les plus informatives. Le total de pluie précipitée pendant l'épisode PTOT indique que quand cette grandeur augmente les récessions sont plus lentes. La variable de positionnement des pluies PMOM montre que les récessions sont plus rapides si les pluies sont éloignées. PSAI est la dernière variable significative. Quand PSAI croît (quand le bassin a déjà reçu un certain nombre de pluies), les récessions deviennent plus lentes (la végétation ralentit les récessions).

Dans la formulation linéaire, on retrouve à nouveau un descripteur des pluies antérieures IPL. Il indique que pour de fortes valeurs (pluies récentes) le coefficient de récession diminue. Le coefficient négatif de la variable SDEB induit, quand le volume ruisselé avant le pic est important, une diminution des coefficients de récessions. La dernière variable (MOM) n'est significative qu'au seuil de 5%: les récessions sont plus rapides si les pluies sont éloignées.



Tableau II.2					
Echantillon entier 47 récessions					
Forme exposant					
Relation	$Y = 4.744 * QMAX^{0.365} * PTOT^{-0.488} * PMOM^{0.089} * PSAI^{-0.249}$				
	Cst	QMAX	PTOT	PMOM	PSAI
C.P.		0.662	-0.624	0.472	-0.281
$T_{\theta}$ de Student	2.045	5.183	-4.609	3.501	-2.956
$R^2$ non biaisé	0.566				
Forme linéaire					
Relation	$0.648 + 0.108 * QMAX - 0.002 * IPL - 0.054 * SDEB + 0.054 * MOM$				
	Cst	QMAX	IPL	SDEB	MOM
C. P.		0.685	-0.628	-0.438	0.302
$T_{\theta}$	5.232	6.024	-5.173	-3.122	2.033
$R^2$ non biaisé	0.642				

En résumé pour la première phase de récession, avec tous les échantillons, le coefficient de récession:

- augmente lorsque le débit maximum de la crue augmente
- diminue avec les pluies antérieures (PSAI ou IPL). Influence de la végétation?
- augmente lorsque les pluies sont davantage concentrées en début d'épisode.

2 Le deuxième échantillon sur lequel nous avons appliqué la corrélation multiple est composé de crues sur lesquelles l'influence des pluies est moindre. Il s'agit de l'échantillon de 24 coefficients de récession pour lesquels seulement 10 % des précipitations totales tombent pendant la décrue. On remarque une nette amélioration de la qualité des corrélations. Dans l'ensemble, les variables explicatives agissent de la même façon que précédemment. Toutefois, on s'aperçoit que QMAX n'a plus le rôle déterminant qu'il avait précédemment. Dorénavant deux variables explicatives ont le plus de poids: une variable de positionnement des pluies (PMOM ou MOM) et une des pluies antérieures (PSAI).

Pour la relation en exposant, PMOM explique à elle seule 40 % de la variance. Elle montre comme précédemment que des les récessions sont plus rapides si les pluies sont éloignées du pic de crue (fort PMOM) - ce qui est logique -. PSAI est une variable également très informative. De fortes pluies antérieures à la crue auront pour conséquence de faire diminuer les coefficients de récessions. La quantité de pluie précipitée (PTOT) joue dans le même sens.

Tableau II.3					
24 décrues pour IND < 0.1					
Forme exposant					
Relation	$Y = 6.277 \cdot PMOM^{0.202} \cdot PSAI^{-0.362} \cdot PTOT^{-0.687} \cdot MOM^{-0.137}$				
	Cst	PMOM	PSAI	PTOT	MOM
C.P.		0.836	-0.734	-0.758	-0.637
T <sub>θ</sub> de Student	2.879	6.190	-4.671	-4.840	-3.070
R <sup>2</sup> non biaisé	0.796				
Forme linéaire					
Relation	$0.626 + 0.253 \cdot IPL + 0.0005 \cdot QMAX - 0.0001 \cdot PTOT + 0.018 \cdot MOM$				
	Cst	IPL	QMAX	PTOT	MOM
C. P.		-0.756	0.672	-0.575	0.516
T <sub>θ</sub>	7.007	-5.031	3.961	-3.061	2.630
R <sup>2</sup> non biaisé	0.794				

3 L'échantillon délivré de l'effet des pluies pendant les décrues (IND = 0) comporte 15 récessions.

Dans l'expression avec les exposants, les influences mises en évidence précédemment sont confirmées: le rôle prépondérant de la position des pluies avec PMOM. En second intervient la variable indiquant la quantité de pluie antérieure à l'épisode de crue (PSAI). La variable PTOT donnant la quantité de pluie apparaît en troisième position est également très importante. Comme précédemment quand PMOM joue un rôle essentiel, MOM agit en sens contraire. Ici encore la qualité des corrélations est améliorée. La forme linéaire est plus claire à interpréter que l'expression avec les exposants qui fait intervenir des variables très autocorrélées (PMOM, PTOT, MOM). Ainsi:

- Lorsque les pluies sont concentrées en début d'épisode, les récessions sont plus rapides (rôle de MOM).
- La variable PSAI (i.e. la végétation) ralentit les récessions.



Tableau II.4					
15 décrues pour IND = 0					
Forme exposant					
Relation	$Y = 8.381 \cdot PMOM^{0.216} \cdot PSAI^{-0.397} \cdot PTOT^{-0.512} \cdot MOM^{-0.128}$				
	Cst	PMOM	PSAI	PTOT	MOM
C.P.		0.912	-0.844	-0.812	-0.768
$T_\theta$ de Student	2.719	7.033	-4.989	-4.408	-3.794
$R^2$ non biaisé	0.880				
Forme linéaire					
Relation	$0.240 + 0.163 \cdot MOM - 0.00064 \cdot PSAI + 0.004 \cdot IMOY - 0.002 \cdot IMAX$				
	Cst	MOM	PSAI	IMOY	IMAX
C. P.		0.764	-0.831	0.746	-0.675
$T_\theta$	5.550	7.867	-4.720	3.546	-2.894
$R^2$ non biaisé	0.878				

A l'issue de cette première étude, on peut déjà faire des commentaires sur l'influence des variables de l'épisode sur les récessions. Si l'on utilise un échantillon brut il apparaît que la principale variable explicative est le débit maximum de crue (QMAX).

Les indices de précipitation antérieure (IPL ou PSAI) ont également un poids non négligeable. Ils montrent que le bassin soumis à d'importantes précipitations avant la crue (donc plus humide) est moins susceptible d'avoir des récessions rapides. Cet effet est peut-être à mettre en relation avec la croissance de la végétation.

#### Remarque.

L'évolution de la moyenne des trois échantillons (Annexe II, Tableau II.3) montre une diminution des valeurs de  $\alpha$  quand les récessions sont moins affectées par les pluies ( $m_1=0.227$ ,  $m_2=0.200$  et  $m_3=0.186$ ). On explique cette tendance par le fait que quand les récessions sont privées de l'effet des pluies (IND < 0.1 ou IND=0) les valeurs moyennes de PMOM baissent selon les échantillons. D'autre part, les débits maxima sont plus élevés ( $m_{QMAX}=3.223$ ,  $m_{QMAX}=2.262$  et  $m_{QMAX}=1.626$ ) On a d'ailleurs une bonne corrélation entre QMAX et PMOM ( $R=0.710$ ). C'est donc l'effet de QMAX et de PMOM qui se fait sentir comme à l'intérieur de chaque échantillon, QMAX et PMOM font évoluer les récessions dans le même sens que leur variation.

La figure II.6 représente les coefficients de décrue reconstitués des trois échantillons testés pour les deux formes proposées.

L'amélioration des reconstitutions à mesure que les échantillons sont peu à peu dégagés de l'effet des pluies confirme que les précipitations ont un rôle perturbateur.

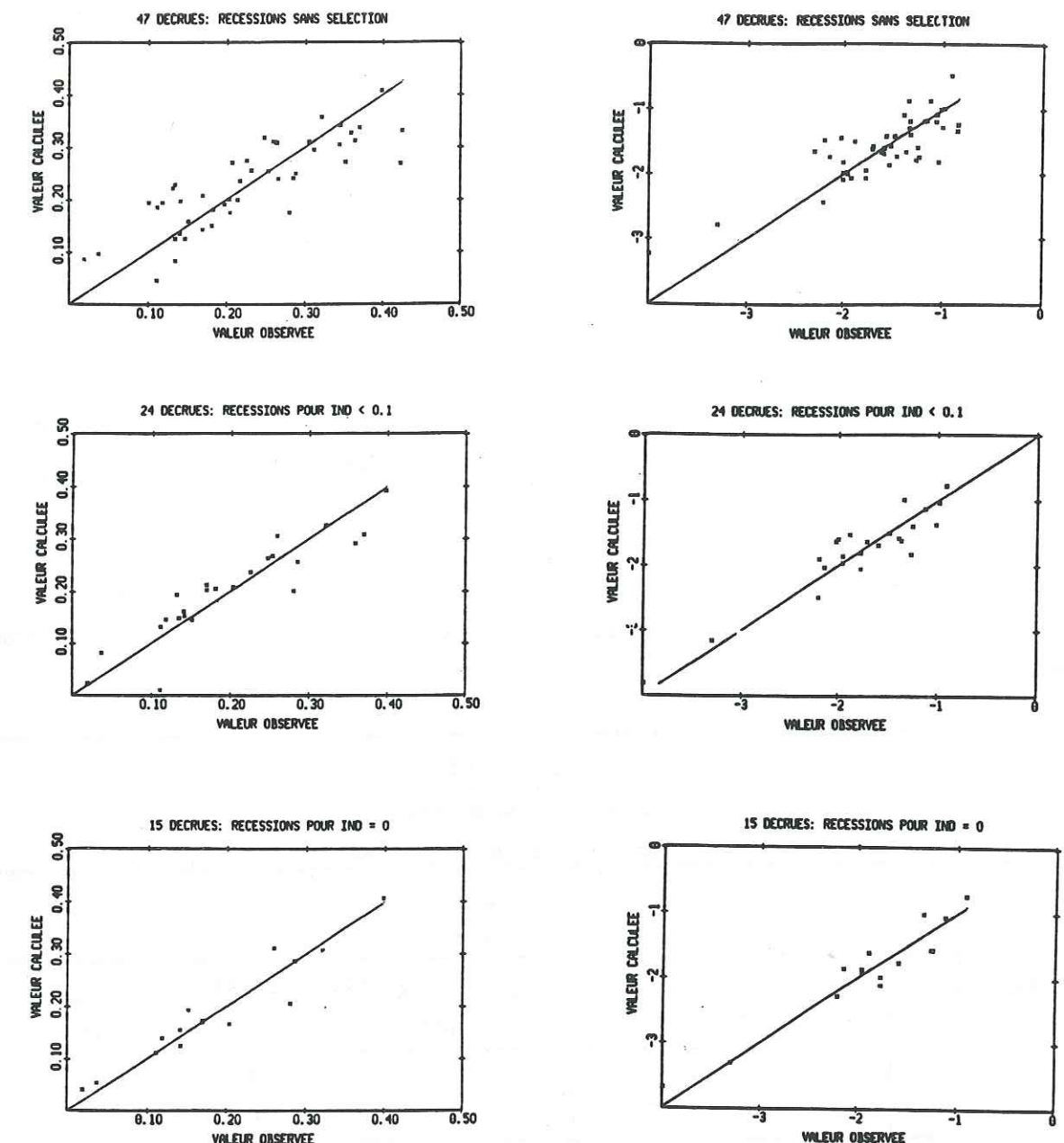


Fig. II.6 Reconstitution des coefficients de décrue:

A gauche par l'expression linéaire, à droite par l'expression en puissance pour les trois échantillons de décrue.



## B Analyse de la seconde phase de récession

L'analyse de cette seconde phase, notamment lorsque  $IND = 0$  est plus intéressante puisque, dans ce cas, on analyse la récession au moins p pas de temps après la dernière pluie, c'est à dire dans des conditions d'invariance théorique de la récession (dans le cadre des hypothèses de l'HU).

En moyenne, les coefficients de récession de ce deuxième régime de décrue sont plus faibles que pour la première période. On retrouve d'ailleurs la même diminution des valeurs moyennes des coefficients de décrue lorsque la valeur de IND diminue ( $m_1=0.189$ ,  $m_2=0.172$  et  $m_3=0.162$ ). Si on retrouve à nouveau une concentration de forts débits dans le premier échantillon  $m_{QMAX}=5.230$  ou de PMOM  $m_{PMOM}=1663$ , en revanche la répartition des indices de pluie antérieure (PSAI ou IPL) s'est faite de manière égale sur les trois échantillons (Annexe II Tableau II.4)

La corrélation multiple a en général plus de mal à expliquer cette deuxième série de coefficients de récession, sauf précisément dans le cas des épisodes privés de l'influence des pluies.

1 Sur l'échantillon global, la formulation par exposants n'arrive à expliquer que 33 % de la variance des coefficients de récession (24 % pour la formulation linéaire). Dans les deux cas, QMAX est la seule grandeur vraiment informative (les valeurs du T de Student pour les autres variables sont faibles).

Tableau II.5					
Deuxième phase de récession					
Echantillon entier 29 décrues					
Forme exposant					
Relation	$Y = 0.088 * QMAX^{0.344} * IPL^{0.044}$				
	Cst	QMAX		IPL	
C.P.		0.566		0.318	
$T_{\theta}$ de Student	-12.841	3.499		1.680	
$R^2$ non biaisé	0.335				
Forme linéaire					
Relation	$0.048 + 0.055 * QMAX + 0.0025 * IMAX - 0.0014 * JSEC - 0.0003 * PTOT$				
	Cst	QMAX	IMAX	JSEC	PTOT
C. P.		0.492	0.359	-0.269	-0.245
$T_{\theta}$	1.002	2.767	1.887	-1.370	-1.237
$R^2$ non biaisé	0.240				

2 La suppression des récessions les plus bruitées par les pluies entraîne un gain dans les corrélations.

Ainsi la relation sous forme puissance parvient à expliquer les récessions avec un coefficient de détermination non biaisé de 0.58. Dans ce cas SDEB remplace QMAX mais il s'agit approximativement de la même variable (Cf Annexe II).

Pour les deux types de modélisations une nouvelle variable explicative fait son apparition: IMOY est maintenant une variable assez informative. Par comparaison avec l'échantillon de récessions étudié auparavant, ou les variables de positionnement des pluies (MOM) et de condition antérieure (PSAI, IPL) étaient mises en avant, on a maintenant des variables explicatives qui informent plutôt sur l'aspect quantitatif des pluies. Avec IMOY et PTOT, on a une description assez grossière de l'évènement pluvieux qui vient de se dérouler. C'est un peu comme si cette deuxième partie de récession dépendait de la quantité de pluie précipitée, davantage que pour la première phase de récession. Les variables plus complexes qui rendent compte de l'état hydrique avant l'épisode (IPL ou PSAI) n'ont plus que des rôles résiduels. Pour comprendre ces récessions, il semble donc qu'il faille plutôt connaître les quantités d'eau disponibles.

Tableau II.6					
Deuxième phase de récession					
20 épisodes IND < 0.1					
Forme exposant					
Relation	$Y = 0.006 * SDEB^{0.953} * PTOT^{-1.080} * IMOY^{-0.247} * MOM^{0.581}$				
	Cst	SDEB	PTOT	IMOY	MOM
C.P.		0.785	-0.689	-0.384	0.313
T <sub>θ</sub> de Student	-3.599	4.912	-3.680	-1.612	1.279
R <sup>2</sup> non biaisé	0.578				
Forme linéaire					
Relation	$0.261 + 0.061 * QMAX - 0.0006 * PTOT - 0.0032 * IMOY - 0.0001 * IPL$				
	Cst	QMAX	PTOT	IMOY	IPL
C. P.		0.720	-0.547	-0.469	-0.407
T <sub>θ</sub>	3.874	4.022	-2.534	-2.060	-1.725
R <sup>2</sup> non biaisé	0.500				



3 L'essai pour lequel  $IND = 0$  est sans doute le plus intéressant de ceux que nous avons réalisés. Comme on l'a dit, on se retrouve dans la zone où les récessions ont le plus de chances d'avoir un rapport avec celle de l'HU et il s'agit d'un échantillon où l'effet des pluies ne se fait théoriquement pas sentir.

L'impact des pluies sur ces récessions est beaucoup plus fort que pour la première série de récessions étudiée. Dorénavant, en considérant les épisodes pour lesquels  $IND=0$ , il est possible pour les deux formulations proposées d'expliquer plus de 80 % de la variance des récessions, il est vrai grâce à cinq variables explicatives.

On peut résumer les résultats de la corrélation dans ce cas en disant que l'on retrouve les mêmes variables évoquant la quantité de précipitation: QMAX et les coefficients de récession augmentent ensemble. PTOT et IMOY interviennent toutes les deux négativement. De fortes précipitations ou de grandes intensités moyennes donnent des coefficients de récession plus faibles donc des crues plus étalées dans le temps.

Tableau II.7						
Deuxième phase de récession						
13 épisodes IND = 0						
Forme exposant						
Relation	$Y = 0.995 \cdot PTOT^{-0.935} \cdot QMAX^{0.924} \cdot PSAI^{0.331} \cdot IMOY^{-0.224} \cdot MOM^{0.880}$					
	Cst	PTOT	QMAX	PSAI	IMOY	MOM
C.P.		-0.928	0.930	0.786	-0.585	0.534
T <sub>θ</sub> de Student	-3.140	-7.968	8.087	4.138	-2.492	2.223
R <sup>2</sup> non biaisé	0.936					
Forme linéaire						
Relation	$0.180 + 0.106 \cdot QMAX - 0.0047 \cdot IMOY - 0.0009 \cdot PTOT - 0.00004 \cdot PMOM + 0.0025 \cdot IMAX$					
	Cst	QMAX	IMOY	PTOT	PMOM	IMAX
C. P.		0.929	-0.800	-0.828	-0.713	0.674
T <sub>θ</sub>	5.384	6.693	-3.536	-3.913	-2.693	2.415
R <sup>2</sup> non biaisé	0.822					

En conclusion, l'explication de la deuxième période de récession paraît assez bien donnée par des variables nous renseignant sur le débit qui ruisselle (QMAX) et sur le volume précipité (PTOT, IMOY). Les variables de positionnement des pluies ainsi que celles qui décrivent les conditions antérieures n'ont presque plus d'influence. Cette étude nous apprend que, à débit

constant, plus un volume important est stocké, plus les récessions sont lentes, signe d'une restitution plus tardive des volumes. Symétriquement, pour un volume précipité constant, plus le débit maximum est élevé, plus la récession est rapide.

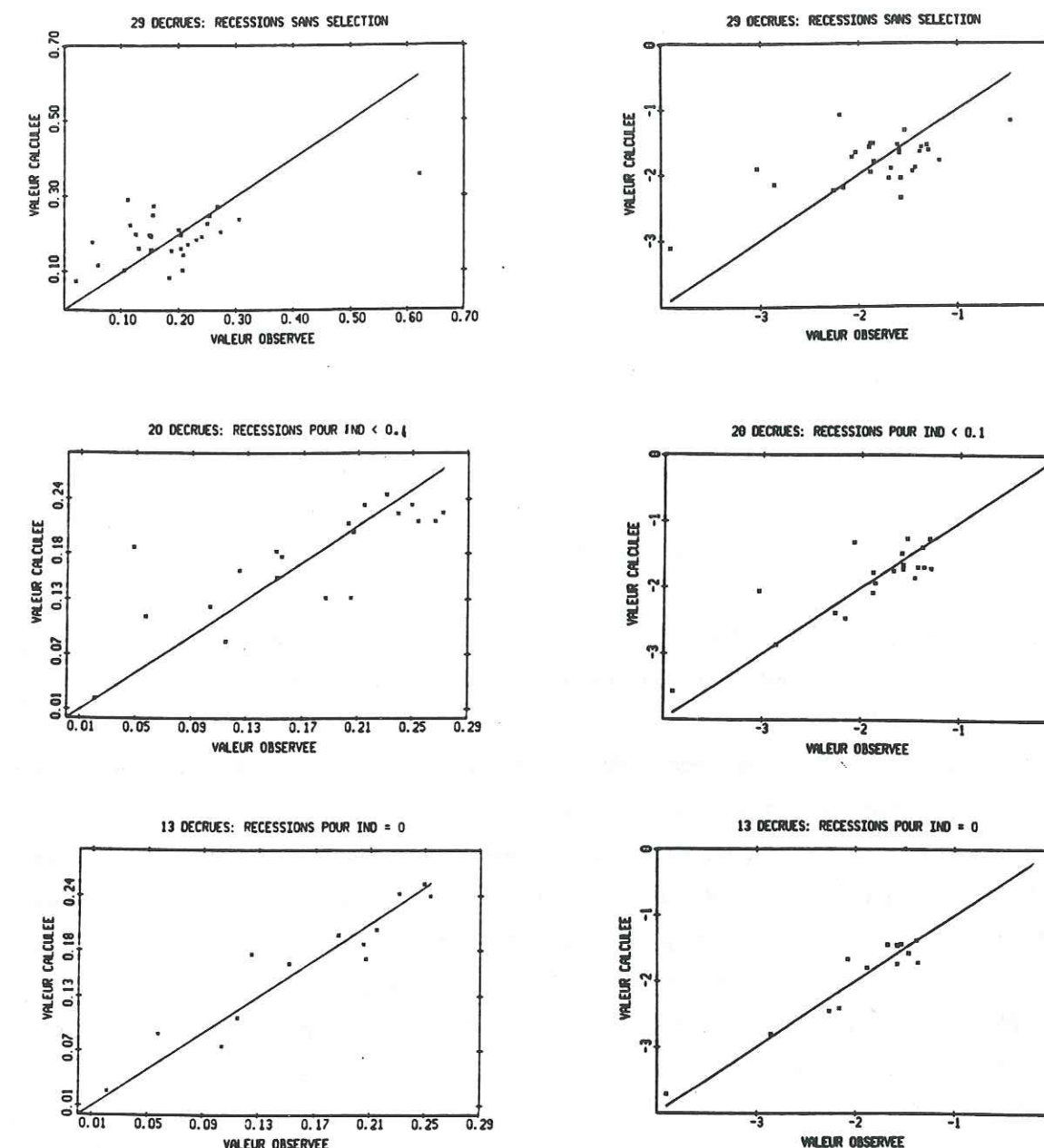


Fig. II.7 Reconstitution des coefficients de récession:  
A gauche par l'expression linéaire, à droite par l'expression en puissance  
pour les trois échantillons de récessions.



Cette étude sur ce régime de récession, débarrassé de l'effet des pluies, nous apprend donc:

- Même sur l'échantillon de récessions théoriquement non contaminé par les pluies, on s'aperçoit que, malgré tout, les précipitations conservent une influence sur les récessions (PTOT, IMOY). Ceci signifie que pour chaque pluie, on aura des récessions différentes.

- La récession dépend de QMAX. On se retrouve dans une situation d'un transfert fonction du débit (ici du maximum) dans la rivière.

Ces deux constatations, en contradiction avec les hypothèses de l'Hydrogramme Unitaire mettent en évidence la variabilité de l'HU et pourrait conduire à prévoir cette variabilité en fonction de conditions externes (pluie, débit, conditions antérieures du bassin).

### C Influence de la saison

L'importance des conditions initiales semble telle qu'il nous a semblé intéressant de réaliser une partition de l'échantillon de base en fonction de la période de la crue. Les 47 décrues de la première phase de récession sont partagées en deux groupes. Le premier rassemble tous les épisodes de crue d'Avril à Juillet (23 décrues) et le second les événements d'Aout à Septembre. (24 décrues) (Annexe I).

La comparaison des deux échantillons (Annexe I) permet déjà de tirer certaines conclusions. L'examen des moyennes des coefficients de récession confirme l'effet des précipitations antérieures. En fin de saison, les récessions ont tendance à être plus lentes ( $m=0.213$ ) en début qu'en début de saison ( $m=0.243$ ). De même les variables explicatives traduisent un déficit hydrique bien plus grand qu'en fin de saison. Ainsi (Annexe I.tab. I.11) sur la période d'Avril à Juillet, les moyennes des deux indices de précipitations antérieures donnent 873 pour PSAI et 247 pour IPL tandis qu'on a 1813 et 406 pendant la deuxième période. JSEC montre aussi que la première période est moins pluvieuse (14.5 contre 7.3 jours sans pluies séparant deux épisodes).

1 Pour les épisodes de début de saison, les principales V.E. qui interviennent sont en rapport avec les volumes ou les débits écoulés (QMAX ou SDEB). Dans les deux types de formulation QMAX apparaît en premier.

Pour l'expression en puissance, la somme des débits ruisselés (SDEB) intervient en second lieu. La variable suivantes (JSEC indiquant l'état hydrique du bassin) a encore une part informative importante montrant qu'une pluie éloignée dans le temps (donc un sol plus sec) provoquera une récession plus rapide.

De même, un indice de conditions antérieures (IPL) intervient dans la formulation linéaire avant SDEB. Son sens de variation négatif corrobore l'observation faite auparavant. Un IPL fort (reflétant des précipitations récentes et par conséquent un sol moins sec) induit des coefficients de récession plus faibles.

Il semblerait que les coefficients de récession de début de saison des pluies soient assez sensibles aux conditions antérieures du bassin (que ce soit par JSEC et IPL). Mais avant tout, ces récessions sont conditionnées par la quantité de ruissellement durant la crue (SDEB et QMAX). Quoiqu'il en soit, elles restent difficiles à prévoir (on ne dépasse guère 0.70 en  $R^2_{NB}$ ). Nous n'observons aucune variable pluviométrique véritablement explicative: les pluies de l'épisode n'ont pas d'impact sur les récessions.

Tableau II.8					
Episodes de début de saison					
Forme exposant					
Relation	$Y = 0.765 * QMAX^{0.453} * SDEB^{-0.224} * JSEC^{0.116} * MOM^{0.043}$				
	Cst	QMAX	SDEB	JSEC	MOM
C.P.		0.658	-0.456	0.582	0.312
$T_{\theta}$ de Student	10.464	3.713	-2.173	2.595	1.395
$R^2$ non biaisé	0.632				
Forme linéaire					
Relation	$0.707 + 0.123 * QMAX - 0.0003 * IPL - 0.064 * SDEB - 0.069 * IND$				
	Cst	QMAX	IPL	SDEB	IND
C. P.		0.776	-0.589	-0.589	-0.319
$T_{\theta}$	4.546	5.223	-2.914	-3.094	-1.229
$R^2$ non biaisé	0.707				



2 Dans la deuxième partie de la saison des pluies, on trouve davantage les variables décrivant la pluie de l'épisode.

Dans la formulation en puissance, PMOM explique à elle seule 50 % de la variance. Le rôle de PTOT est aussi prépondérant. Avec MOM, ce sont trois variables décrivant exclusivement les précipitations qui expliquent 70 % de la variance des coefficients de récession. JSEC rappelle l'importance de l'information des conditions antérieures.

L'état de surface des sols (IPL) apparaît en première position dans l'expression linéaire prouvant l'importance de cette variable. IMAX décrivant l'intensité maximum des pluies apparaît curieusement pour la première fois comme une variable réellement informative. Elle agit négativement sur les récessions: une forte intensité de pluie générant des récessions lentes. Le sens de variation provient du fait que cette variable est bien corrélée avec PTOT ( $R=0.706$ ). Toutes choses égales par ailleurs, les récessions sont plus lentes lorsque la pluie est plus importante. MOM, bien qu'apparaissant en quatrième position donne l'influence des pluies sur la récession. Enfin signalons IND dont l'influence n'est pas négligeable (Corrélation partielle de 0.6) et qui montre que des pluies durant la récession provoqueront des décrues plus rapides.

Tableau II.9						
Episodes de fin de saison						
Forme exposant						
Relation	$Y = 0.563 \cdot PMOM^{0.234} \cdot PTOT^{-0.681} \cdot MOM^{-0.225} \cdot JSEC^{0.202} \cdot QMAX^{0.219}$					
	Cst	PMOM	PTOT	MOM	JSEC	QMAX
C.P.		0.798	-0.797	-0.661	0.532	0.430
$T_{\theta}$ de Student	-0.991	5.621	-5.600	-3.740	2.666	2.023
$R^2$ non biaisé	0.802					
Forme linéaire						
Relation	$0.329 - 0.003 \cdot IPL - 0.002 \cdot IMAX + 0.032 \cdot QMAX + 0.188 \cdot MOM + 0.157 \cdot IND$					
	Cst	IPL	IMAX	QMAX	MOM	IND
C. P.		-0.738	-0.629	0.562	0.644	0.599
$T_{\theta}$	6.028	-4.639	-3.435	2.527	3.576	3.177
$R^2$ non biaisé	0.670					

En conclusion, on peut noter que la pluie n'est pas un bon descripteur en début de saison. Ce sont plutôt les variables qui décrivent le ruissellement qui prédominent (QMAX, SDEB).

L'une des caractéristiques des régions sahéliennes est qu'il existe des conditions hydrologiques très contrastées selon qu'on se place avant ou après la saison des pluies. Dès que les premières pluies apparaissent, la végétation commence à verdier et à prospérer. La végétation a pour effet de retarder le transfert. Les récessions sont donc plus lentes: on pourrait expliquer cette différence de comportement par le rôle de la couverture végétale qui pourrait stocker et retarder les volumes précipités, provoquant un étalement des écoulements.

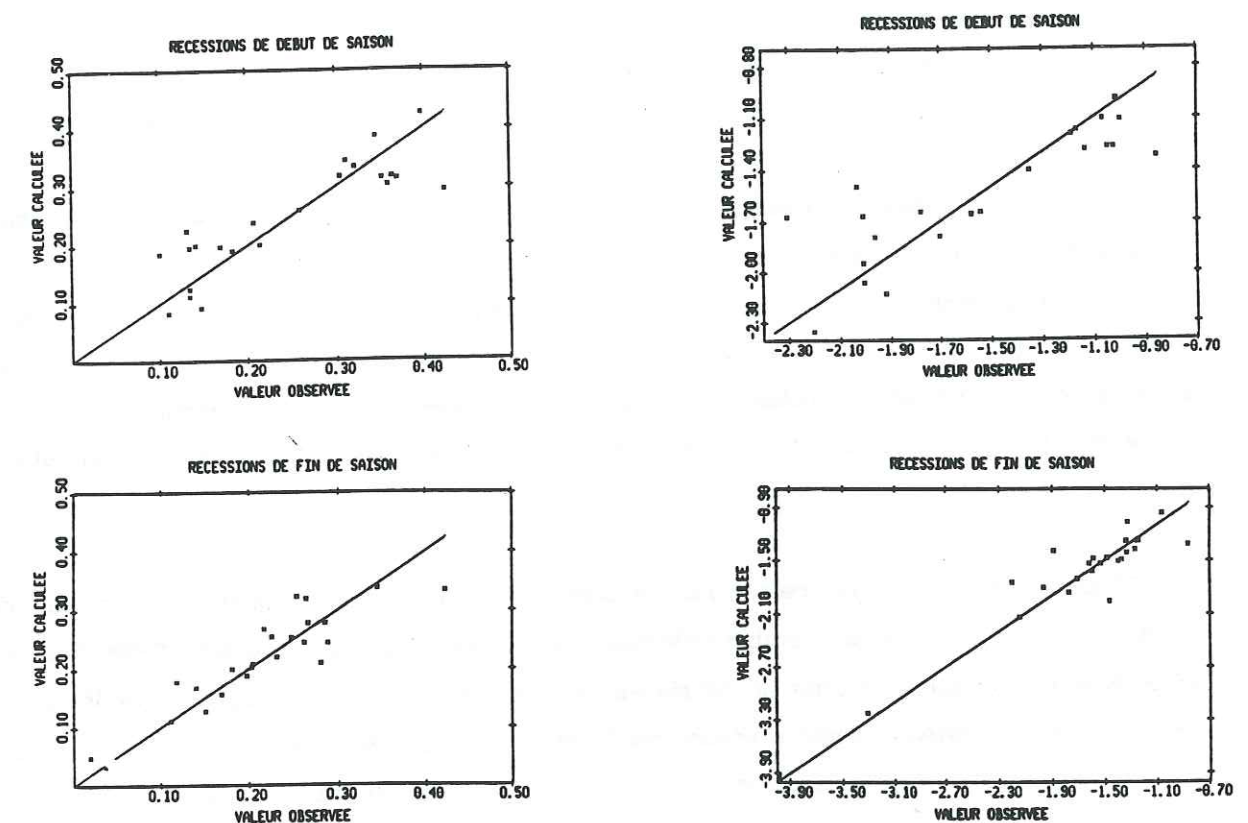


Fig. II.8 Reconstitution des coefficients de récession:  
A gauche par l'expression linéaire, à droite par l'expression en puissance  
En haut: début de saison En bas: fin de saison



### II.3.6 CONCLUSIONS

L'une des principales conclusions qu'on peut tirer de cette étude sur les coefficients de récession est que leur variabilité dépend:

- de l'importance du débit ruisselé
- des précipitations
- des conditions initiales

Le débit maximum a été la variable explicative la plus souvent rencontrée et la plus informative dans les échantillons étudiés. L'importance des conditions initiales du bassin avant la crue ainsi que la distribution des pluies jouent également un rôle particulièrement dans la première partie de récession. Ces deux grandeurs conditionnent en effet la rapidité de récession de la composante rapide de ruissellement.

Pour le second régime de récession, il est davantage utile d'avoir une idée quantitative des volumes entrant. Le total de pluie cumulée ou leur intensité moyenne permettent d'apprécier la quantité de précipitation stockée sur le bassin. La connaissance de ces volumes explique en partie les récessions plus lentes d'une composante du ruissellement à temps de transfert moins rapide que la précédente.

Quoiqu'il en soit, les récessions ne sont pas stables et dépendent d'un faisceau de facteurs. Dans ces conditions, on peut s'attendre à ce qu'il ne soit pas possible d'identifier une seule fonction de transfert pour un bassin versant: les hydrogrammes unitaires pour les crues violentes (fort QMAX) seront vraisemblablement plus pointus; au contraire ceux qui correspondent à de forts indices de précipitations antérieures seront probablement plus lents.

## II.4 ANALYSE DES FONCTIONS DE TRANSFERT - REAL COLLOBRIER

### II.4.1 OBJECTIFS

On se propose dans cette partie d'utiliser la méthode DPFT pour analyser les fonctions de transfert de quelques petits bassins versants et de discuter de l'intérêt d'employer une relation linéaire unique et invariante. Pour ce faire, on considérera que la méthode DPFT fournit une des meilleures estimations que l'on puisse avoir pour la fonction de transfert d'un bassin.

Pourtant, l'application de la DPFT sur les bassins du Gardon d'Anduze et du Réal Collobrier (Rodriguez 1989, Sempere 1990) a mis en évidence la présence d'un biais systématique (déficit des estimations de débit) pendant les périodes de décrue. Cette difficulté à bien reproduire les récessions (spécialement celles des épisodes longs à structure multipic) a été imputée par nos prédécesseurs:

- au biais apporté par la Ridge qui permet d'obtenir des pluies efficaces plus robustes mais qui en contre-partie donne des estimations moins "réelles" des PE.

- au principe même de la méthode qui résoud les systèmes par les variations de débit. Les erreurs introduites sur les dQ quoique très faibles s'amplifient de façon importante sur les débits.

L'étude que l'on vient de faire sur le bassin de Polaka suggère qu'en fait cette difficulté d'identification des fonctions de transfert provient aussi de la dépendance qui existe entre les récessions de crues et les caractéristiques des pluies - c'est à dire de la non invariance de la fonction de transfert. C'est ce que nous essaierons de voir dans l'étude qui suit.



## II.4.2 IDENTIFICATION DES FONCTIONS DE TRANSFERT DES BASSINS DU REAL COLLOBRIER, DE VALESCURE ET DES MAURETS

On utilise donc la méthode DPFT pour identifier les fonctions de transfert du Réal Collobrier et de deux de ses sous bassins, les Maurets et Valescure.

Il faut se souvenir que la DPFT n'est pas un outil infallible et que, même dans son usage optimum, les reconstitutions contiennent encore une part inexpliquée. Il ne faut pas oublier que la DPFT est une méthode numérique de traitement de données, forcément limitée par les erreurs sur les données et par la non invariance des phénomènes modélisés.

En particulier, la phase de déconvolution est tout à fait délicate. Elle nécessite un rapport adéquat entre nombre de pas de temps de pluie et nombre de pas de temps de débit pour disposer d'un nombre suffisant de degrés de liberté. De plus l'introduction de la Ridge Regression, qui agit sur l'amplitude des PE, est un facteur qui peut perturber une bonne estimation des débits, notamment pour de faibles dq.

L'identification de la fonction de transfert, même si elle présente un système robuste, peut être sujette à des difficultés d'estimation. Le choix d'une mauvaise mémoire influe à la fois sur la forme de la FT mais aussi peut provoquer des reconstitutions déficitaires pour les PE. On peut également rencontrer des problèmes d'instabilité de la FT ou de mauvaise convergence. Notons enfin que la phase de lissage de la FT est une opération cruciale qui a un poids non négligeable dans l'obtention de la FT finale. Le choix du pas de temps où débute le lissage (et le nombre de pas de temps sur lequel est calculée la décroissance) est important puisqu'il conditionne la forme de la FT. Liée à la phase de renormalisation, cette opération peut influencer grandement la forme et l'amplitude du pic de la FT, et par voie de conséquence les intensités des PE.

Comme on vient de le voir, l'utilisation de la DPFT est d'usage complexe et nécessite bien souvent de faire des choix qui peuvent avoir des conséquences importantes. Quoi qu'il en soit, pour obtenir des simulations optimales, on est parfois obligé sur certains bassins (le Réal Collobrier en est un exemple) de transgresser certaines règles considérées ailleurs comme acquises (Sempere 1990).

Lors des premiers essais de la DPFT sur le Réal Collobrier (Sempere 1990), il est apparu que le bassin considéré n'obéissait pas aux règles communément admises depuis Nalbantis (1987). D. Sempere avait primitivement imposé une mémoire conforme aux recommandations usuelles, à savoir égale à 3 fois le temps de montée au pic, pour s'apercevoir qu'une mémoire de plus de 6 fois le temps de montée au pic permettait d'identifier une fonction de transfert plus performante en matière de reconstitution. Ainsi une pluie provoque un ruissellement sensible après un temps très long; corrélativement, la nouvelle FT possède un pic dont l'amplitude est

plus petite (Fig. II.9 à droite). Notre propre identification (Fig. II.9 à droite), sur un échantillon d'épisodes différent conduit à une fonction de transfert assez voisine de celle de D. Sempere.

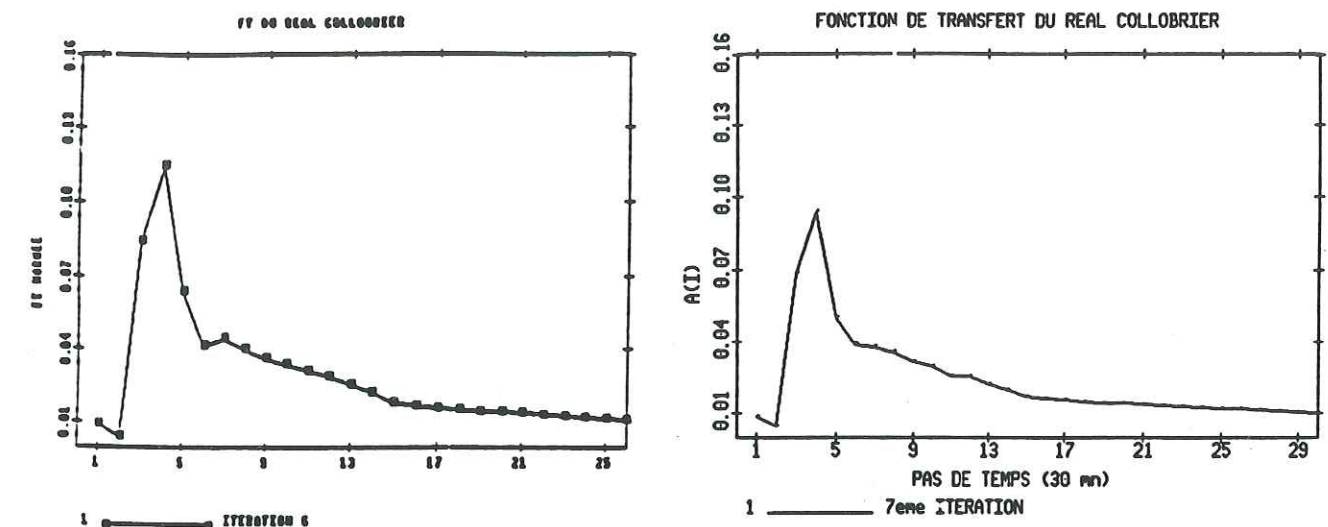


Fig. II.9 Comparaison des fonctions de transfert du Réal Collobrier.

A gauche celle identifiée par D. Sempere

A droite celle obtenue en complétant les épisodes

L'application de la DPFT sur les deux sous-bassins de Valescure et des Maurets a exigé de très nombreux essais ainsi qu'un investissement en temps disproportionné pour les résultats obtenus, ce qui traduit probablement un écart du comportement des bassins par rapport aux hypothèses de linéarité et d'invariance. Les difficultés rencontrées viennent aussi en grande partie de la délimitation des épisodes mis en jeu. En effet l'observation des essais de D. Sempere fait ressortir que les performances de la méthode semblent d'autant meilleures que les épisodes sont délimités plus courts, c'est à dire en ne prenant pas compte ni les premiers pas de temps qui n'engendrent pas de pluie efficace ni les derniers pas de la courbe de récession. Bien souvent, le découpage des crues que nous avons fait (en choisissant les mêmes épisodes de crues que ceux de l'échantillon utilisé par D. Sempere) n'est pas en conformité avec une utilisation optimale de la DPFT. Nous avons tenu quant à nous, à conserver dans les épisodes de crue sélectionnés le maximum d'information disponible. Ainsi nous possédons un grand nombre de crues ayant un nombre de pas de temps supérieurs à 100 (Tab I.4).

Bien que nous nous soyons mis dans une situation difficile, ces essais sont positifs. Profitant des calculateurs performants disponibles à l'IMG, on est en mesure d'appliquer la DPFT sur des échantillons longs, autorisant des déconvolutions sur un grand nombre de pas de temps.

L'application de la DPFT se fera d'une part sur le bassin du Réal Collobrier (avec notre échantillon d'épisodes rallongés) et de façon parallèle sur les deux bassins voisins (Maurets et Valescure) dont des réponses hydrologiques sont très différentes. L'examen des FT devrait nous



apporter des informations plus précises sur ces différences et peut-être nous permettre de tenter une interprétation (conditions de routage et (ou) de rétention des volumes de ruissellement).

Connaissant le comportement particulier du bassin du Réal Collobrier dans son intégralité (limité à la station de jaugeage du Pont-de-Fer), on a d'emblée extrapolé ces tendances pour les deux petits bassins. En particulier le choix de la mémoire s'est tout de suite porté sur un nombre de pas de temps équivalent à celui trouvé sur le Réal Collobrier.

Les figures II.9 et II.10 montrent les trois fonctions de transfert identifiées sur les trois bassins. Tout d'abord, il semble que les temps de montée au pic n'ont que peu de rapport avec la taille des bassins. Les deux bassins jumeaux (Maurets et Valescure) dont la surface est du même ordre de grandeur ont en effet des temps de montée au pic très différents. Le bassin des Maurets avec un pic à 5 pas de temps ( $2^h 30'$ ) possède un temps de montée bien supérieur à celui de Valescure (3 pas de temps soit  $1^h 30'$ ). Cette caractéristique bien affirmée pour les Maurets révèle un comportement hydrologique particulier qu'on avait pu remarquer par l'examen comparé des épisodes de crue (Chap. I.2).

Dans nos essais sur ces bassins, on a constaté dans tous les cas rencontrés que la convergence n'était pas atteinte même après 7 itérations. Ceci s'explique par le fait, qu'itération après itération, la pente de la décroissance exponentielle augmente ce qui a pour conséquence de faire décroître plus vite la "queue" de la FT. Il est logique que les surfaces perdues en "queue" se voient reportées sur les premiers pas de temps (au pic de la FT). Ce défaut est typique des échantillons de crue longs, où les fins d'épisodes donnent plus de poids à la queue que pour des crues plus courtes.

Cette fonction de transfert a été obtenue avec une mémoire de 25, sans imposer de contraintes ( $PE < PB$ ). On a introduit assez peu de Ridge (Annexe II, page 13) étant donné qu'on a remarqué que si l'utilisation d'une Ridge forte ( $10^{-1}$ ) faisait évoluer plus vite les FT, on retrouvait vers la 4ème itération pratiquement la même FT que celle présentée.

L'opposition Maurets/Valescure se manifeste par la forme de la fonction de transfert identifiée. Autant Valescure a une réponse rapide (une pluie efficace engendrera une pointe de débit en  $1^h 30'$ ) les Maurets réagit de façon lente (une pluie efficace provoquera un étalement des débits pendant plusieurs heures).

Les deux fonctions de transfert des sous-bassins du Réal Collobrier n'ont pu être identifiées qu'au prix de nombreux essais. En effet le découpage des crues en épisodes longs ne prédispose pas à une facilité d'utilisation. Les tests ont été menés en jouant sur les coefficients de Ridge, la mémoire d'identification ou le nombre d'itérations.

Si les pluies déconvoluées ne semblent pas tellement affectées par des problèmes numériques, les fonctions de transfert, en revanche, ont été sujettes à des problèmes d'instabilité.

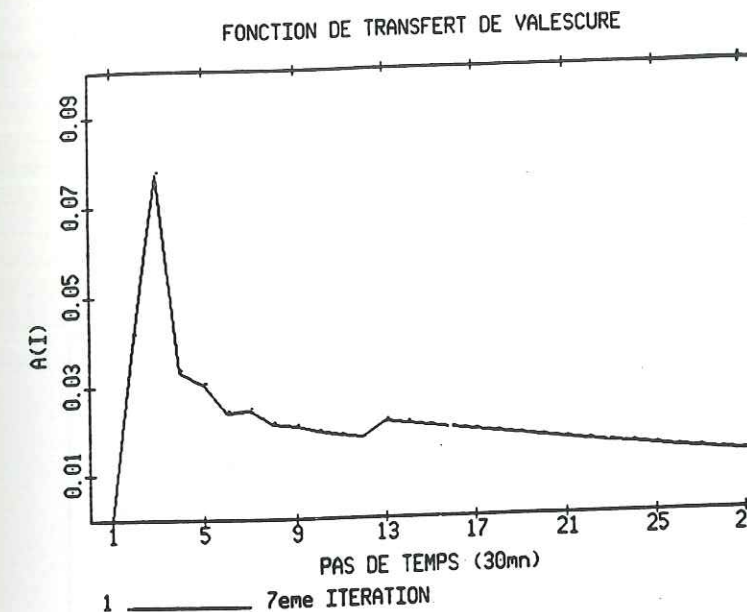


Fig. II.10b Fonction de transfert de Valescure

Fig. II.10c Fonction de transfert des Maurets

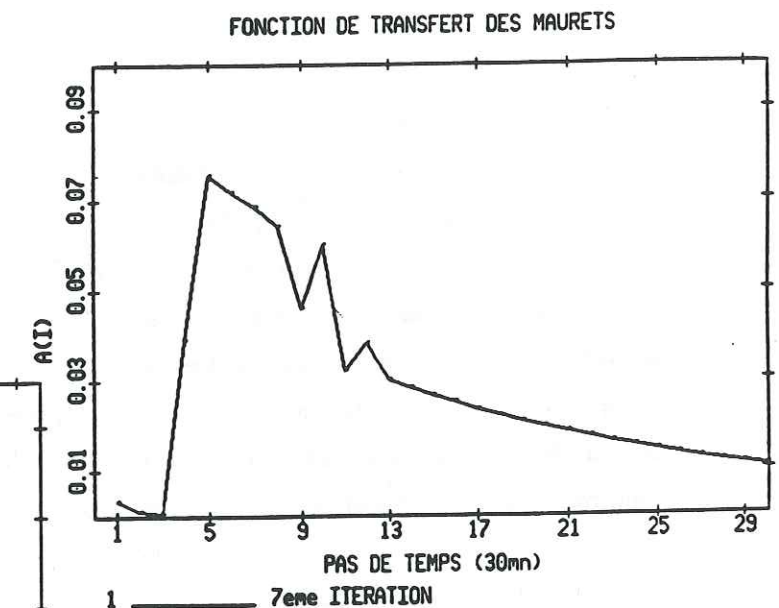


Fig. II.10c Fonctions de transfert de Valescure et des Maurets

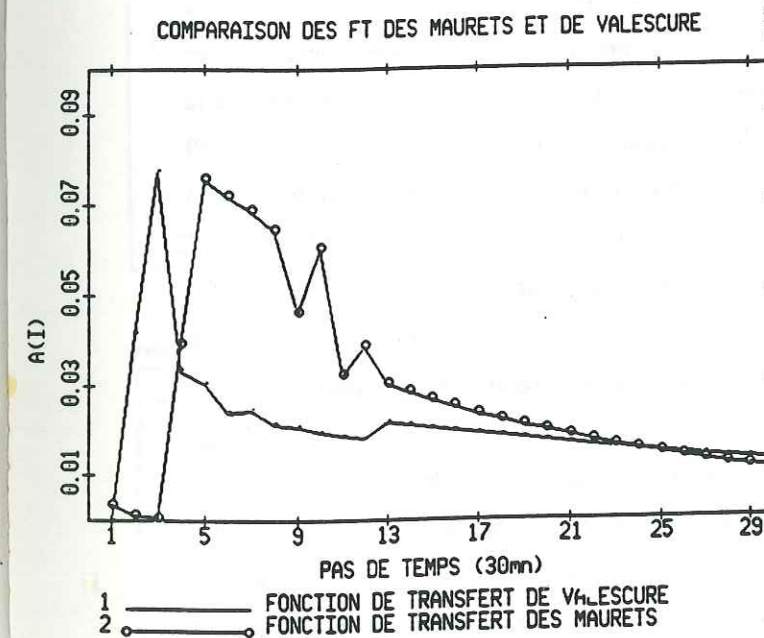


Fig. II.10 Fonctions de transfert identifiées sur Valescure et les Maurets.



La principale difficulté a été rencontrée pendant la phase de lissage de la queue de la FT. La longueur des épisodes étant dans l'ensemble grande, il est nécessaire, pour pouvoir prolonger très loin dans la crue l'effet des pluies efficaces, d'identifier des FT avec un volume en queue assez élevé. En contrepartie, à cause de la contrainte de normalisation (somme des coefficients de la FT égale à 1), la prise en compte d'une queue haute de FT a pour effet de faire baisser l'amplitude des coefficients de la FT. Corrélativement, cette tendance à un "tassement" de la FT va provoquer une augmentation des intensités des pluies efficaces. D'un autre côté la non prise en compte de la queue de la FT conduit irrémédiablement à une situation de très fort déficit en fin de crue qui se traduit par une chute spectaculaire des critères de qualité (jusqu'à 0.45 en efficacité sur les débits).

Partagé entre le souci de fournir des simulations de débit de bonne qualité et la crainte d'introduire un biais sur l'estimation des pluies efficaces, il a fallu trouver un compromis entre ces deux écueils. En particulier le bassin des Maurets a été spécialement difficile à traiter. Sur tous les essais, sa fonction de transfert présentait des instabilités numériques entre le 9ème et le 17ème pas de temps. On a dû avoir recours à un lissage particulier qui consiste à partir du pas de référence du lissage (24 pour les Maurets), à lisser en arrière sur les 12 pas pendant lesquels on cale la décroissance exponentielle c'est à dire que le lissage commence au 13ème pas de temps. Ce type de lissage a l'avantage de supprimer les instabilités numériques (bien qu'il en subsiste encore aux pas n° 10 et 12).

Il faut noter aussi que le délai de 1h 30' (3 pas de temps) sur les Maurets pendant lesquels le bassin ne réagit pas du tout à la pluie, alors que pendant le même temps Valescure a généré le maximum de ses débits. Ces deux différences importantes se remarquent bien sur les reconstitutions des débits (Fig. II.11). Pour les épisodes 7612 et 7722, on peut remarquer que la pointe de débit apparaît plus tôt à Valescure qu'aux Maurets. Les épisodes 7218 et 7429 montrent plutôt la différence des réponses au point de vue de la forme des crues ("dynamique" à Valescure, très molle aux Maurets) ainsi que pour les débits maximum de ruissellement ( $Q_{max}=5.96 \text{ m}^3/\text{s}$  pour Valescure,  $Q_{max}=2.13 \text{ m}^3/\text{s}$  pour les Maurets).

Les fonctions de transfert identifiées sur les trois bassins mettent en évidence dans chaque cas une réponse longue (caractérisée par une queue à très faible pente). Dans les trois cas, une proportion importante des volumes ne parvient à l'exutoire qu'après un temps très long. Si on rapporte les volumes de ruissellement lent - ne parvenant qu'après un délai de 15 heures (30 pas de temps de la FT) - au volume total de ruissellement (la totalité de la FT), on s'aperçoit que près de 40 % des volumes de Valescure, 20 % des Maurets et 30 % du Réal Collobrier ne rejoignent l'exutoire qu'après 15 heures. Pourtant il faut tempérer cette affirmation en signalant que ces proportions d'écoulement différé sont assez approximatives. En effet le calage de la décroissance exponentielle de la FT s'effectue sur quelques pas de temps et est prolongé jusqu'à 400 pas de temps pour Maurets et Valescure). La FT ainsi prolongée est ensuite normalisée à l'unité (Hydrogramme Unitaire). On comprend que le "lissage" puisse introduire des erreurs.

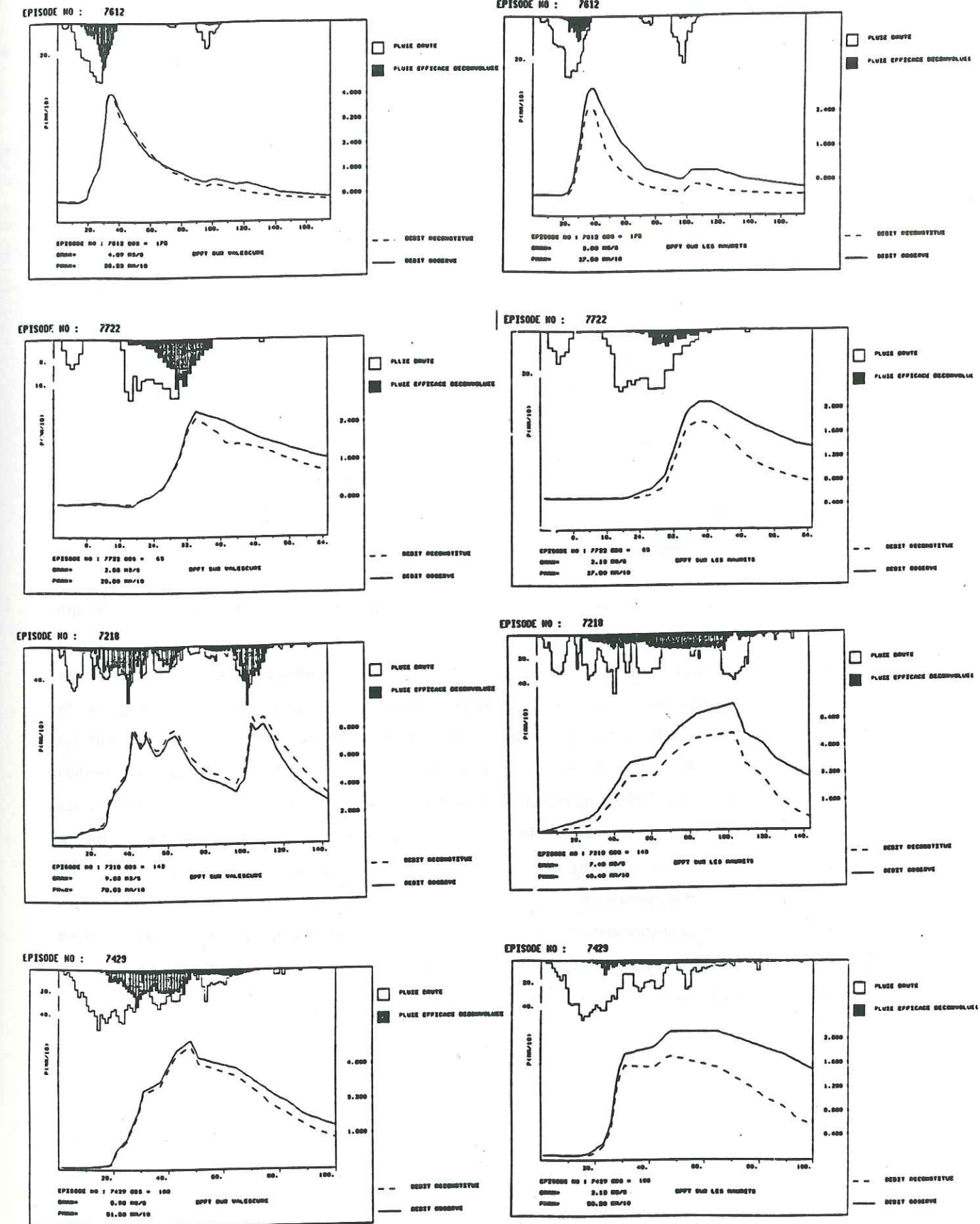


Fig II.11 Reconstitutions de crues par la DPFT  
Valescure (à gauche) et les Maurets (à droite)



Le tableau II.10 récapitule les principales caractéristiques des fonctions de transfert identifiées sur les trois bassins testés.

Tableau II.10			
	MAURETS	VALESCURE	REAL COLLOBRIER
Temps de montée	2 <sup>h</sup> 30'	1 <sup>h</sup> 30'	2 <sup>h</sup>
Coefficient maximum de la fonction de transfert	0.077	0.078	0.093
Proportion du volume ruisselé pendant les 30 premiers pas de temps	84 %	63 %	70 %
Critères de qualité (Efficience)			
Débits Q	0.832	0.946	0.936
Différences de débit dQ	0.919	0.959	0.961

Malgré toutes ces imprécisions, on s'aperçoit qu'il existe un écoulement très lent qui évoque la vidange d'un éventuel stockage souterrain. Cette existence d'une réponse lente a souvent posé des problèmes aux hydrologues modélisateurs qui utilisent la DPFT. Sachant que cette méthode est plus spécifiquement adaptée pour décrire la composante rapide des crues, la DPFT a été appliquée sur des crues préalablement privées de leur composante lente par un filtrage approprié (Weeks & Boughton 1987). Les résultats obtenus (D. Sempere sur le Gardon d'Anduze, Y. Rodriguez 1989) montrent une amélioration certaine de la qualité des débits reconstitués. Une formulation linéaire unique semble donc pouvoir difficilement rendre compte à elle seule des réponses rapides et lentes. La constitution d'un échantillon moyen de crues regroupe toutes sortes d'événements où les proportions de réponse rapide et lente varient d'un épisode à l'autre. Vraisemblablement, une relation linéaire moyenne unique n'est pas adaptée pour décrire simultanément les phénomènes de ruissellement rapide et lent quand les proportions des uns et des autres ne sont pas parfaitement stables.

### II.4.3 PARTITIONNEMENT D'EPISODES SUR LE REAL COLLOBRIER

Afin de mettre en évidence les types de ruissellement existant sur le bassin, il nous a semblé intéressant de procéder à des regroupements d'épisodes et d'identifier les fonctions de transfert correspondant à ces groupements. Le partitionnement en groupes d'épisodes susceptibles d'avoir tous plus ou moins la même proportion d'écoulement lent ou rapide permettra de dégager, on l'espère, les différentes réponses du bassin.

C'est la raison pour laquelle on propose des critères de sélection d'épisode pour lesquels on suppose a priori qu'ils favoriseront telle ou telle réponse pour le bassin.

Ainsi on suppose que la rapidité de réponse d'un bassin dépendra:

- des conditions initiales préexistantes sur ce bassin. En particulier le niveau des nappes juste avant l'épisode pluvieux peut avoir un rôle déterminant.
- de la quantité et de l'intensité des précipitations tombant sur le bassin.
- du volume de débit s'écoulant dans la rivière.

Partant des 45 épisodes disponibles pour le Réal Collobrier (des 27 épisodes de calibration et des 18 épisodes de validation, Cf Chap. I.2), on réalise des séries de partitions en partageant à chaque fois en deux les 45 crues disponibles. On constitue ainsi deux échantillons de 22 et 23 crues, chacun représentant la moitié supérieure et inférieure par rapport à la médiane selon les critères:

- du débit initial  $Q_0$  (reflétant le niveau moyen des nappes).
- de la valeur maximale du débit de crue.
- du total de précipitation cumulée sur l'épisode.
- de l'intensité maximum de la pluie enregistrée pendant l'épisode.
- de la durée de la pluie.

Bien entendu, cette façon de procéder fera que certaines crues peuvent appartenir à la fois à un échantillon générant une réponse rapide ou une réponse lente. Le tableau II.10 donne le nombre de crues communes à toutes les familles de crues.

On s'aperçoit ainsi très logiquement (Tab II.11) que cinq crues seulement sont communes à l'échantillon composé de pluies de courte durée et à l'échantillon ayant de forts volumes de pluie cumulée. Cependant, 18 appartiennent à la fois à la famille "faible débit initial" et "forte intensité de pluie".



Tab. II.11										
Nombre d'épisodes communs entre les										
10 échantillons de crue employés										
	Forts débits maximum	Faibles débits maximum	Fortes pluies cumulées	Faibles pluies cumulées	Fortes intensités	Faibles intensités	Pluies de longue durée	Pluies de courte durée	Forts $Q_0$	Faibles $Q_0$
Forts débits maximum	22									
Faibles débit maximum	0	23								
Fortes pluies cumulées	16	6	22							
Faibles pluies cumulées	6	17	0	23						
Fortes intensités	13	9	13	9	22					
Faibles intensités	9	14	9	14	0	23				
Pluies de longue durée	13	9	17	5	11	11	22			
Pluies de courte durée	9	14	5	18	11	12	0	23		
Forts $Q_0$	11	12	6	16	4	18	9	13	22	
Faibles $Q_0$	11	11	16	7	18	5	13	10	0	23

Les résultats détaillés des dix essais présentés sont consignés à l'annexe II. Y figurent les partitionnements des essais effectués, ainsi que le détail des fonctions de transfert correspondantes. On a résumé dans le tableau II.12 leurs principales caractéristiques. Les fonctions de transfert identifiées pour les dix échantillons sont représentées aux figures II.12.a à II.12.e.

La principale constatation est que, pour chaque partitionnement, on identifie une FT rapide et une FT lente.

Il est intéressant de noter que de forts débits en rivière correspondent à une réponse rapide du bassin. Ceci est tout à fait conforme aux lois de l'hydraulique des écoulements à surface libre où la croissance du débit correspond à une croissance simultanée de la vitesse.

Très logiquement, de fortes intensités provoquent également un transfert rapide.

Un résultat surprenant concerne celui relatif aux débit initiaux. On aurait pu penser, nous situant dans une perspective de "zones-sources", que de forts débits initiaux (trahissant la présence d'une nappe chargée et donc d'une éventuelle extension des surfaces saturées) auraient facilité les mécanismes de ruissellement et par conséquent auraient généré une réponse rapide du bassin. Or c'est le contraire qu'on observe. On peut s'interroger sur le type de mécanisme prédominant quand le bassin est particulièrement sec. Vraisemblablement, on ne peut pas expliquer la rapidité de réponse sur ce bassin méditerranéen par une extension des zones saturées à moins d'admettre l'existence de zones contributives "sèches". Il s'agit peut-être d'un refus d'infiltration quand le sol est particulièrement sec ou de l'existence de zones imperméables. Il faut remarquer toutefois, que la plupart des épisodes à faible  $Q_0$  coïncident également avec ceux où les intensités de pluie sont les plus fortes (épisodes violents d'automne?). Dans ce cas, l'interprétation devient plus délicate (transfert plus influencé par les intensités des pluies que l'état initial du bassin?).



Tableau II.12 Caractéristiques et critères de qualité des FT identifiées sur échantillons partitionnés.						
		Coefficient maximum de la FT	Temps de montée (en heures)	Proportion du volume qui ruisselle pendant les 15 premières heures	EF <sub>IQ</sub>	EF <sub>dQ</sub>
FT "rapides"	Q <sub>0</sub> faible	0.21	2	71 %	0.87	0.98
	Forte intensité de pluie	0.18	2	82 %	0.76	0.97
	Fort volume de pluie	0.15	2	75 %	0.83	0.98
	Courte durée de précipitation	0.21	2	86 %	0.84	0.97
	Fort débit maximum	0.15	2	79 %	0.82	0.97
FT "lentes"	Q <sub>0</sub> fort	0.07	2 à 4	72 %	0.97	0.96
	Faible intensité de pluie	0.09	2 à 3.5	80 %	0.97	0.97
	Faible volume de pluie	0.07	2 à 3.5	83 %	0.94	0.95
	Longue durée de précipitation	0.09	2	88 %	0.87	0.97
	Faible débit maximum	0.08	2	90 %	0.75	0.95

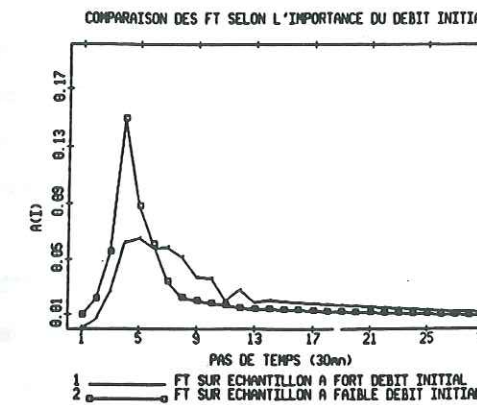


Fig. II.12 a FT identifiées  
selon l'importance du débit initial

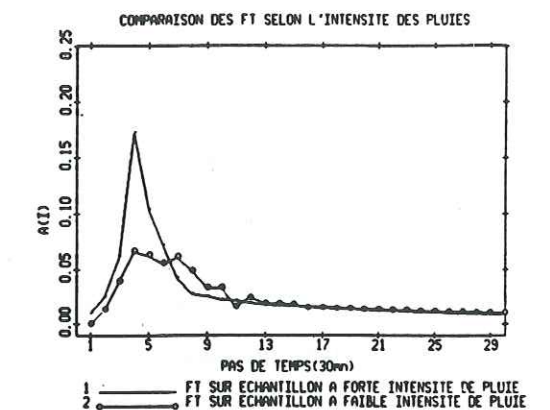


Fig. II.12 b FT identifiées selon  
l'intensité maximum des pluies

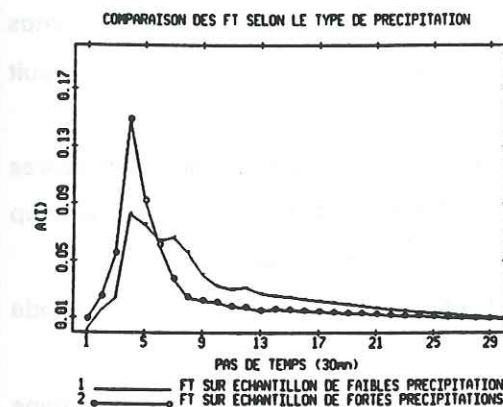


Fig. II.12 d FT identifiées  
selon la durée des pluies

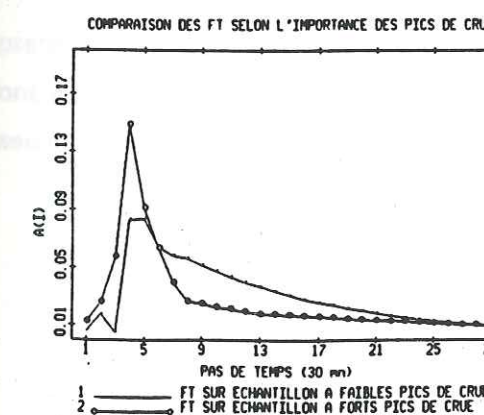


Fig. II.12 e FT identifiées selon  
la valeur maximale des pics de crue



Les cinq FT rapides ont la particularité d'être très semblables (Fig. II.13.a). Elles ont toutes une pointe bien individualisée au 4ème pas de temps (2 heures) dont l'amplitude est toujours au moins égale à 0.15. A huit pas de temps, la réponse rapide est passée et il ne subsiste plus qu'une faible décroissance, peut être significative d'une réponse très lente d'un réservoir souterrain.

Il faut remarquer (Tab. II.12) qu'avec ces FT rapides, il est possible d'obtenir de très bonnes reconstitutions en variations de débit (au moins 0.97 d'efficacité) mais que les reconstitutions des débits sont assez médiocres dans l'ensemble (de 0.76 à .87 au maximum).

Les fonctions de transfert lentes se ressemblent moins mais présentent tout de même des similarités (Fig. II.13.b). Ces fonctions sont beaucoup plus étalées dans le temps. Leur maximum est toujours inférieur à 0.09. Dans l'ensemble elles ont toutes un maximum à 4 pas de temps (sauf peut-être pour "fort  $Q_0$ ") mais au moins trois d'entre elles ("fort  $Q_0$ ", "faibles intensités" et "faible volume") conservent pendant 4 ou 5 pas de temps un maximum à peu près constant.

La réponse principale de ces fonctions semble s'estomper entre 13 et 17 pas de temps selon les cas, pour retrouver, comme avec les FT rapides, un transfert très lent qui se poursuit bien après.

Si les qualités de reconstitution des débits par FT lentes sont nettement meilleures qu'avec les FT rapides (Tab. II.12), en revanche les pluies efficaces sont en général beaucoup plus instables. On y reviendra plus tard en analysant les pluies efficaces déconvoluées.

Les FT rapides sont souvent bien adaptées pour expliquer les pics de crue. Cependant en période de récession elles sont très insuffisantes.

Les FT lentes elles n'ont pas de problèmes d'ajustement pour les pointes de débit ni dans les phases de décrue mais par contre les pluies efficaces dépassent bien souvent les pluies brutes en intensité.

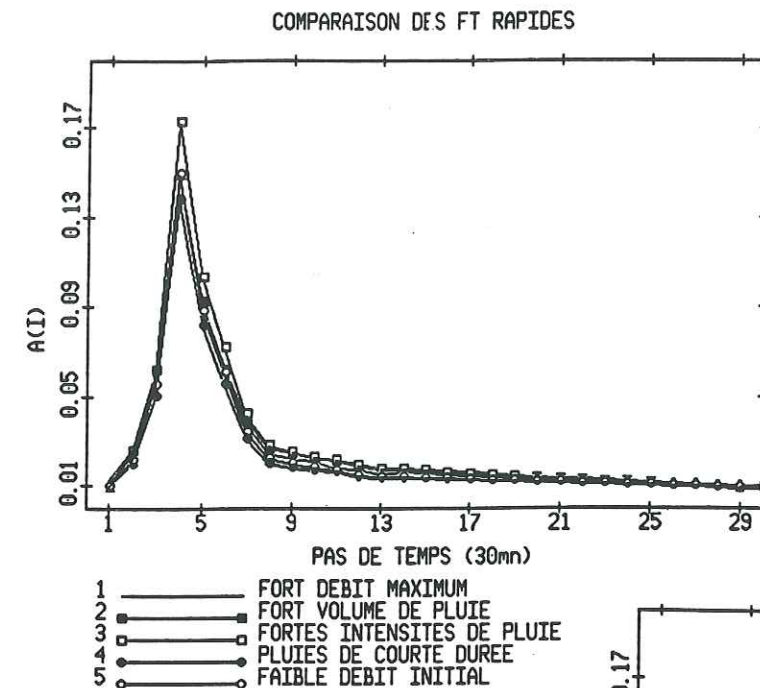


Fig. II.13.a Comparaison des FT rapides

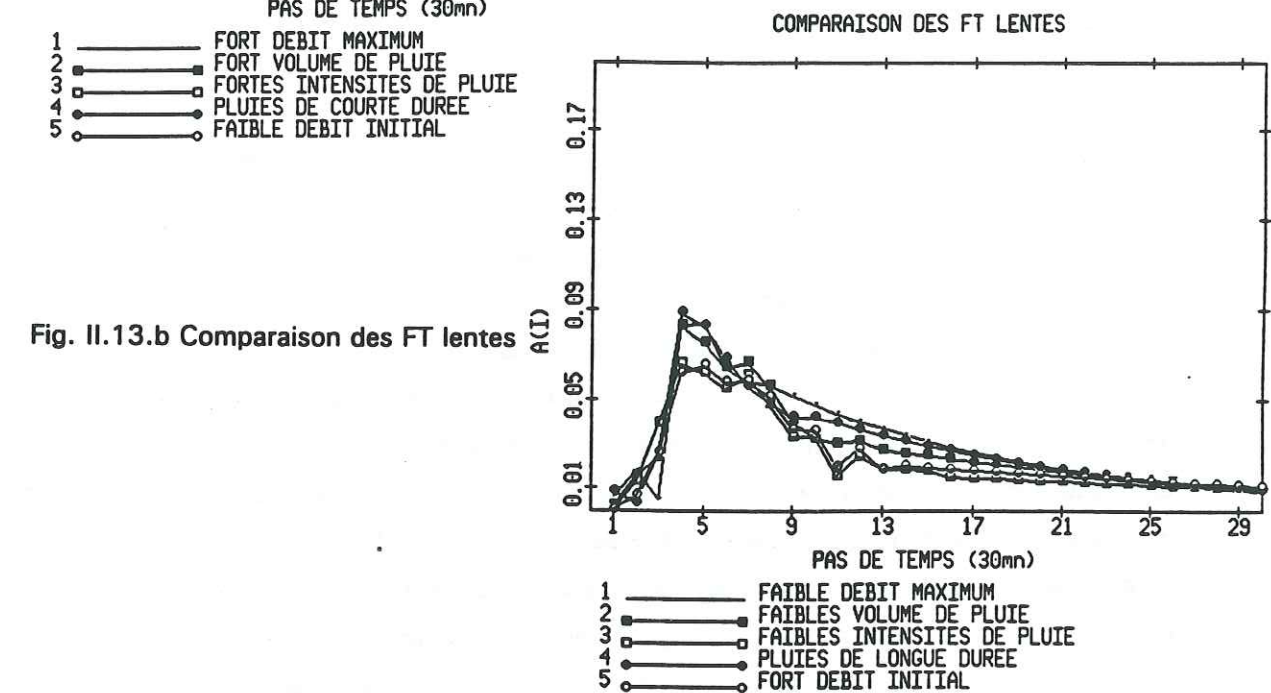


Fig. II.13.b Comparaison des FT lentes

Sur le tableau II.12 on a reporté la proportion du volume qui ruisselle pendant les 30 premiers pas de temps. On s'aperçoit paradoxalement que pour 4 essais sur 5, les FT rapides ont moins de ruissellement que les FT lentes. Cette proportion est en général voisine de 80% seulement: il reste encore 20% du ruissellement après 15 heures.



Ainsi on est en mesure d'identifier sur le Réal Collobrier:

- une réponse rapide avec un maximum en 4 pas de temps, terminée après 8 pas de temps.
- une réponse lente dont l'effet se fait sentir sur une quinzaine de pas de temps
- une réponse très lente commençant vers le 17ème pas de temps et qui se prolonge pendant des dizaines de pas de temps.

Sur la fonction de transfert moyenne du Réal Collobrier (Fig II.9), on retrouve très nettement ces trois types de réponse. Il semble que la FT moyenne du Réal Collobrier soit le résultat de la superposition des trois types de transfert, correspondant chacun à un mode de ruissellement.

Pourtant il faut signaler que malgré tout des points communs peuvent être trouvés dans les fonctions de transfert identifiées. En effet, on a vu au cours de l'étude sur les partitionnements d'épisodes que toutes les fonctions de transfert (lentes ou rapides) étaient relativement semblables entre elles pendant les premiers pas de temps. Pour tous les essais, la valeur maximum de la FT est observée au 4ème pas de temps. Cette partie semble être la portion la plus stable de la FT puisque reproductible dans tous les cas de figure.

L'analyse de Wéry sur la déformation de l'H.U. en cours de crue confirme nos résultats. Travaillant à partir d'un algorithme adaptatif, il identifie pas par pas la fonction de transfert et est en mesure de suivre son évolution pendant un épisode. Il observe que lorsque le débit est important, le transfert est rapide (pic à 5 pas de temps) et le maximum de la FT est élevé. Inversement en période d'étiage, le transfert est plus lent (maximum à 7 pas de temps) et l'Hydrogramme Unitaire est plus aplati. Cependant, durant toute la durée de la crue, une caractéristique commune se dégage: les toutes premières valeurs nulles identifiées sur les FT, correspondant à un délai avant le transfert, se retrouvent de manière systématique.

Par contre, la partie postérieure au pic de crue est bien plus variable. Selon le régime de crue, le transfert s'accompagne de récessions plus ou moins marquées.

#### II.4.4 ANALYSE DES PLUIES EFFICACES

L'analyse des pluies efficaces déconvoluées par la DPFT sera l'occasion de poursuivre l'étude amorcée par les fonctions de transfert et de développer les thèmes déjà abordés.

On commencera par une très brève rétrospective des études faites sur le Réal Collobrier par Daniel Sempere et l'on soulignera en particulier le rôle des contraintes sur les pluies efficaces dans la DPFT.

##### A Rôle des contraintes imposées à la pluie dans la DPFT.

On a déjà signalé que l'application de la contrainte  $PB > PE$  est souvent un frein pour bien simuler les débits. Ainsi sur le bassin du Réal Collobrier, il s'est avéré qu'il était impossible de reproduire correctement les crues (surtout en fin d'épisode) si cette contrainte était imposée (Sempere 1990).

Avec un échantillon d'épisodes voisin du nôtre (mais où la plupart des crues sont plus petites), D. Sempere a pu montrer que l'efficacité chutait de 0.97 à 0.93 pour les débits et de 0.98 à 0.91 pour les variations de débit quand on imposait la contrainte. La FT identifiée avec la contrainte (Fig. II.14.a) est alors moins haute (0.09 contre 0.12) et consécutivement, les volumes différés au delà de 15 heures sont un peu plus forts.

Ce dépassement des pluies efficaces a été imputé à une mauvaise estimation des volumes d'entrée. Il pourrait s'agir d'une précision des mesures de lame d'eau insuffisante - or le soin apporté par le gestionnaire de bassin aux mesures ne semble pas pouvoir être mis en doute; ou bien d'une variabilité spatiale des pluies telle que le réseau de cinq pluviomètres n'est pas capable de rendre compte des volumes de précipitation tombant sur le bassin. Or la fréquence de ces dépassements est telle qu'il n'est pas raisonnable de penser que la qualité des données soit à ce point médiocre.

La mise en doute des données (en particulier des pluies) a conduit D. Sempere à introduire un "bruit temporel", c'est à dire à imposer de faibles intensités de pluie ( $10^{-1}$  mm) sur quelques pas de temps au delà des pluies brutes réelles. Cet artifice a eu pour effet d'autoriser des pluies efficaces à des instants où il ne pleut pas et d'améliorer sensiblement la qualité des reconstitutions. Le fait d'introduire cette possibilité permet de faire passer les efficacités de 0.93 à 0.97 en débit et les variations de débit de 0.96 à 0.98. Parallèlement, on note que la FT identifiée en autorisant cette liberté aux pluies possède un maximum plus élevé (Fig II.9 et II.14.b). D. Sempere explique toujours ce problème par une mauvaise estimation des entrées (par "l'existence d'erreurs tant en chronologie qu'en amplitude"). Or il n'est pas possible



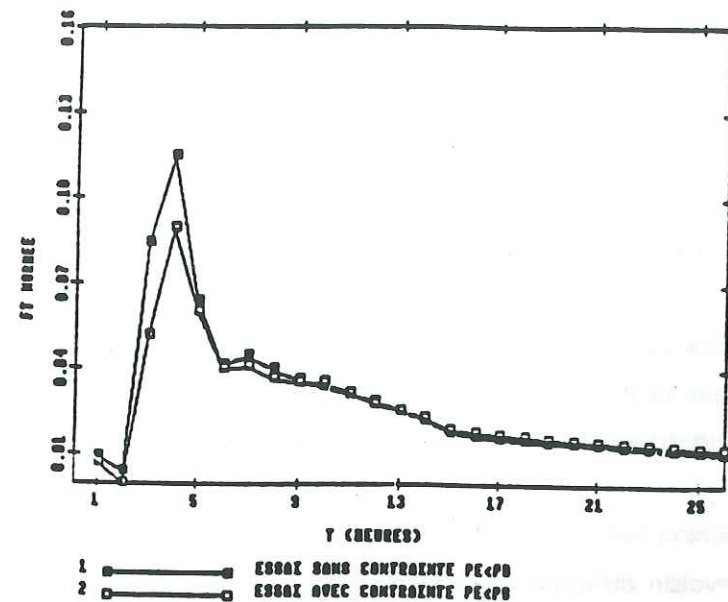


Fig. II.14.a Comparaison des FT identifiées avec et sans la contrainte  $PB > PE$

Fig. II.14.b Comparaison des FT avec et sans prolongation des épisodes par des pluies fictives

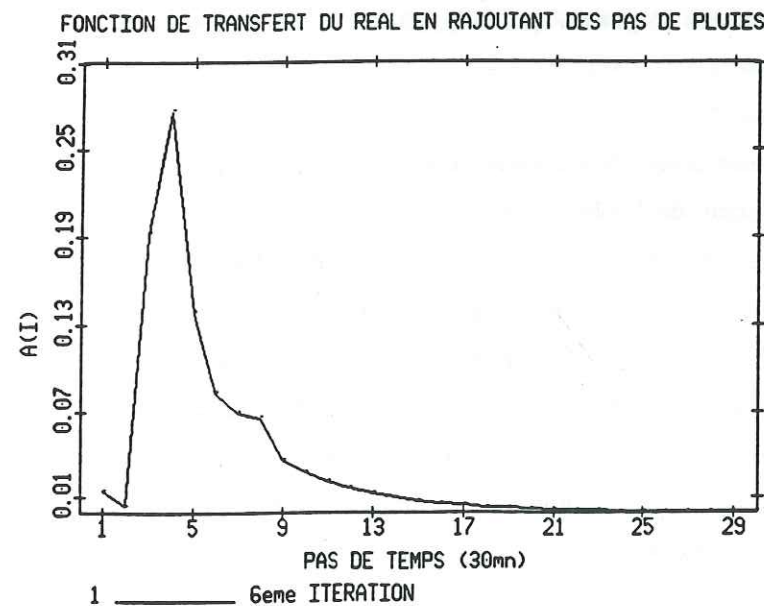
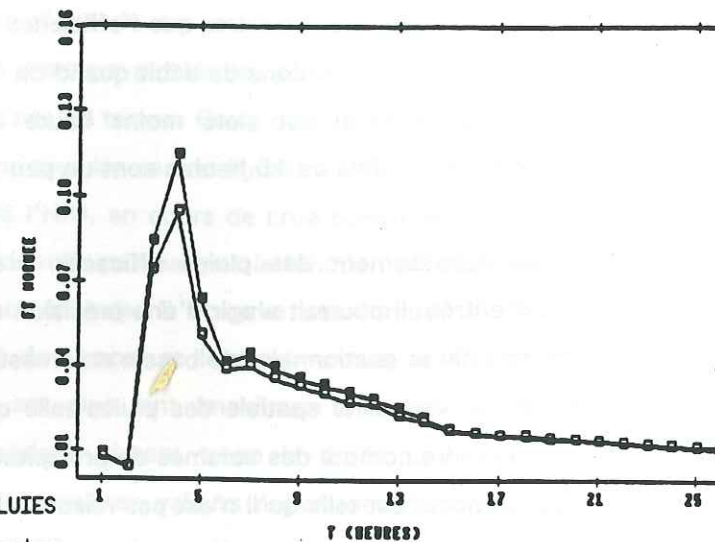


Fig. II.14.c FT identifiée en prolongant les épisodes pluvieux par des pluies fictives

de suspecter que cette incertitude temporelle se reproduise systématiquement sur la plupart des crues. On peut plutôt imaginer qu'il existe une alimentation lente, intervenant pendant et après les pluies, et dont l'importance varie d'une crue à l'autre.

Nous avons, quant à nous, réalisé un essai où l'on a prolongé systématiquement les pluies effectivement enregistrées par des pluies fictives très faibles. Nous n'avons autorisé que cinq pas de temps de PB nulle afin de laisser quelques degrés de liberté au système d'équations. La FT identifiée dans ce cas conserve la même allure (Fig II.14.c) mais présente un pic beaucoup plus élevé (0.27 au lieu de 0.09) et la réponse différée a disparu. Les reconstitutions dans ce cas sont bien meilleures en variations de débit ( $E=0.984$ ) qu'en débit ( $E=0.891$ ). Comme dans l'étude faite sur le partitionnement, cette FT très pointue permet d'améliorer le suivi des  $dQ$  mais pénalise la qualité des reconstitutions en débit. La figure II.15 montre pour un épisode la différence de structure des pluies efficaces déconvoluées. Dans le cas d'une déconvolution par DPFT "classique", les pluies ont une amplitude bien plus élevée et sont circonscrites à quelques pas de temps. Par contre, dès qu'on autorise une déconvolution sur des pas de temps où il n'y a pas de pluie brute, les pluies efficaces "s'étalent" sur une longue durée. Malgré ceci, elles se

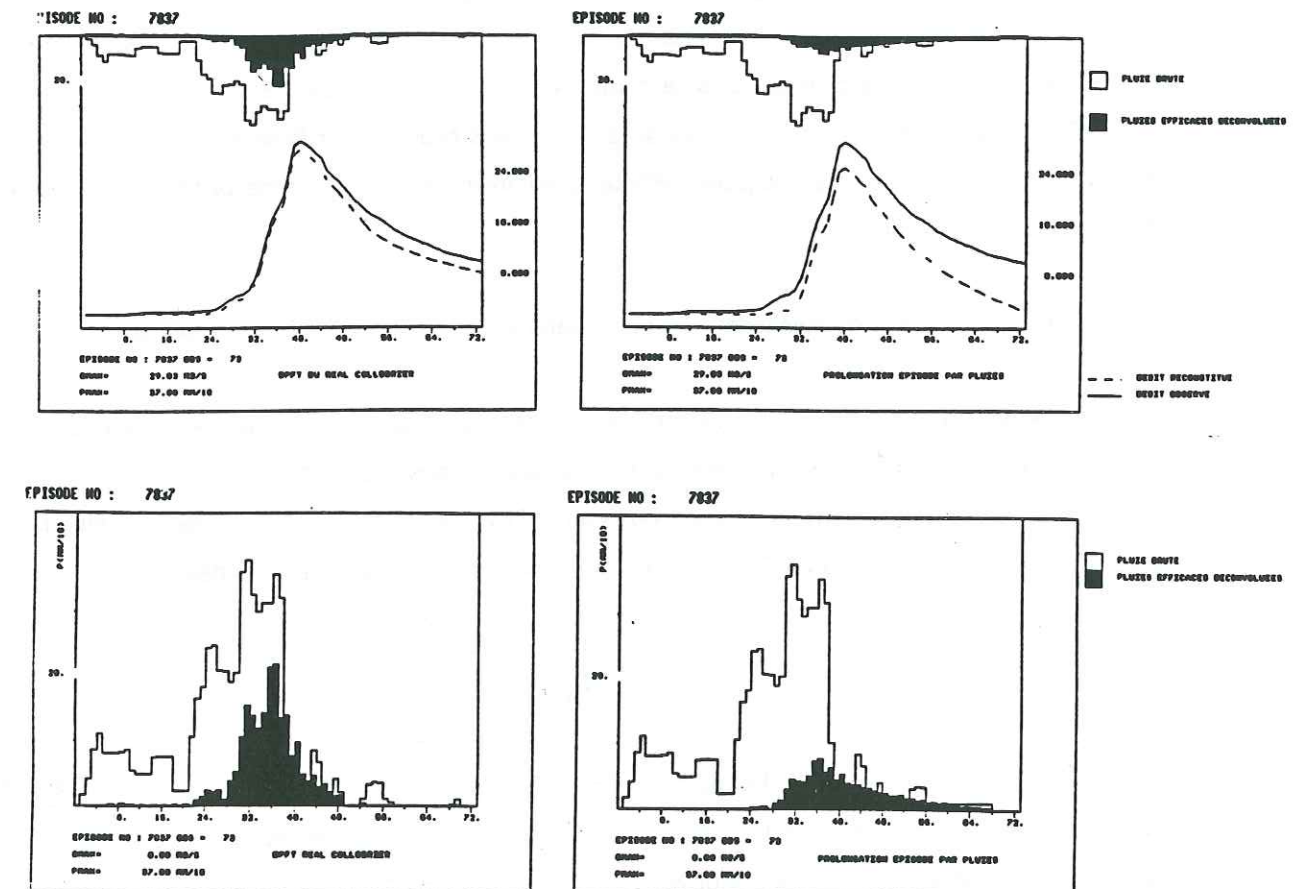


Fig. II.15 Comparaison des PE déconvoluées DPFT à gauche, prolongation des pluies à droite



voient insuffisantes pour bien reconstituer les récessions. Il faut choisir entre une reconstitution convenable des pics de crue ou bien des volumes de crue. Les pluies efficaces déconvoluées seront totalement différentes selon ce qu'on cherche à privilégier.

Ces opérations (suppression de la contrainte  $PB > PE$ , rajout de pluies très faibles permettant de combler les déficits de débit) sont en totale contradiction avec les hypothèses de base de la méthode de l'Hydrogramme Unitaire où une PE est sensée représenter la fraction utile des pluies qui génère l'écoulement. Elles sont en outre gênantes si l'on cherche à caler une fonction de production à partir de pluies efficaces si éloignées des principes de base.

En conclusion sur ces observations, il semble que les libertés laissées aux pluies efficaces pour améliorer les reconstitutions, ne sont pas des artifices pour compenser des erreurs ou des insuffisances des mesures de pluie mais, plutôt qu'elles corrigent la difficulté créée par la forme linéaire imposée à la relation pluie-débit.

Selon les crues, la réponse lente du bassin représente des proportions diverses. De ce fait la FT moyenne du bassin peut parfois surestimer la réponse lente (et sous-estimer la réponse rapide) et les pluies efficaces déconvoluées devront dépasser les pluies brutes en compensation. D'autre fois, la réponse lente est sous-estimée (exagérant ainsi la réponse rapide) ce qui aura pour effet de limiter la portée dans le temps des pluies efficaces. Le modélisateur aura alors "envie" de rajouter des pluies efficaces après les pluies brutes pour limiter le déficit en débit. On note que, dans tous les cas, les pluies efficaces subiront un biais qui rend difficile le calage d'une fonction de production.

#### B Le coefficient de ruissellement instantané et les pertes pour le ruissellement

Néanmoins, on analysera ci-dessous les séries de pluies efficaces déconvoluées à l'aide des fonctions de transfert "moyennes" des deux bassins des Maurets et de Valescure.

Plus particulièrement, on va s'intéresser à l'évolution du coefficient de ruissellement  $KR_i$  au cours d'un épisode. Ce coefficient de ruissellement instantané peut être défini selon:

$$KR_i = \frac{PE_i}{PB_i}$$

Ce coefficient de ruissellement est calculé pour des pluies efficaces supérieures à  $10^{-1}$  mm, seuil au dessous duquel les erreurs sur les pluies brutes peuvent être considérables (et introduire des valeurs aberrantes pour  $KR$ ).

D'autre part, on va évaluer aussi le volume instantané perdu pour le ruissellement. Cette grandeur définie comme étant la différence  $PB_i - PE_i$  à chaque pas de temps correspond aux pertes par évaporation et surtout par infiltration.

Tout d'abord on donnera quelques exemples de ces deux grandeurs pour les deux bassins des Maurets et de Valescure (épisodes n° 7221, 7429 et 7722).

Sur la figure II.16, les valeurs du coefficient de ruissellement instantané du bassin de Valescure sont systématiquement plus fortes que pour le bassin des Maurets. En fait il n'est pas certain que ce bassin possède un plus fort ruissellement naturel qu'aux Maurets (Cf hydrogrammes présentés au I.2), il est possible qu'on retrouve ici l'effet de la surestimation de la composante très lente de la fonction de transfert. Les dépassements de la valeur plafond théorique de 1 ( $PE > PB$ ) y sont très fréquentes.

L'examen des pertes pour le ruissellement (ou débit d'infiltration) confirme les problèmes engendrés par l'existence de PE supérieures aux PB. On constate régulièrement sur Valescure que des débits d'infiltration sont négatifs!

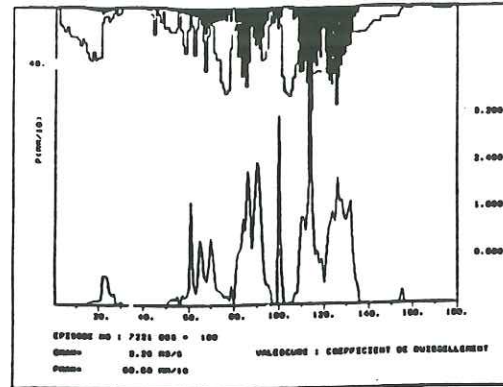
Les séries d'infiltration du bassin des Maurets sont moins erratiques que pour Valescure. Il est assez curieux d'observer que ces pertes par infiltration présentent souvent l'allure d'une décroissance exponentielle (voir fig. II.17). Cette constatation évoque la loi exponentielle d'une infiltration de type hortonien. Toutefois, les précipitations présentent elles aussi une décroissance régulière. Il semblerait qu'il y ait une certaine similitude entre les pertes par infiltration et les intensités de pluie.



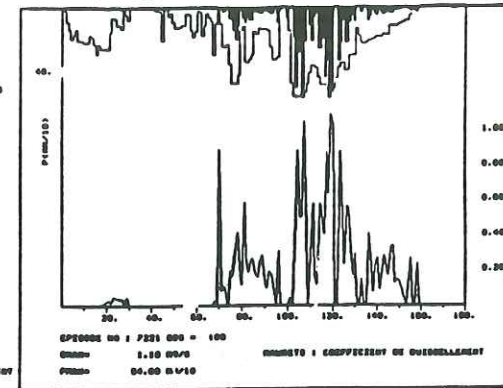
VALESCURE

MAURETS

EPISODE NO : 7221

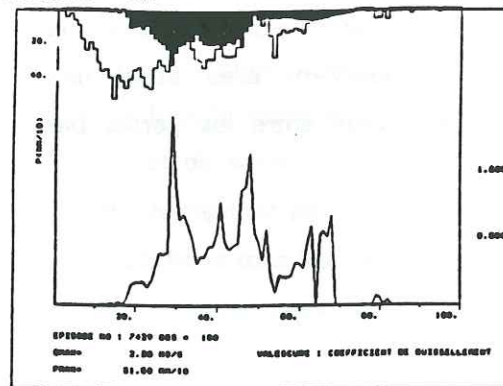


EPISODE NO : 7221

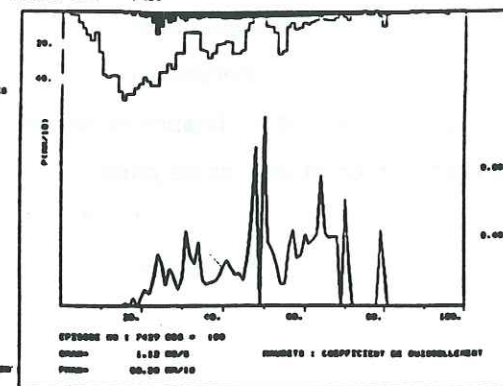


Episode 7221

EPISODE NO : 7429

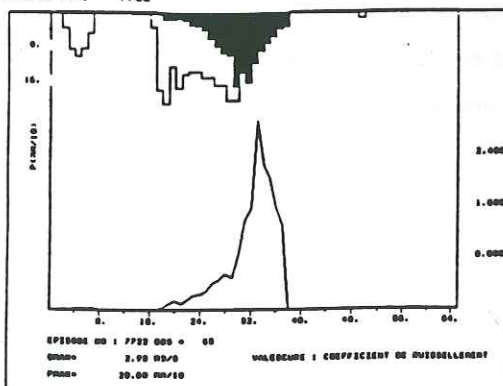


EPISODE NO : 7429

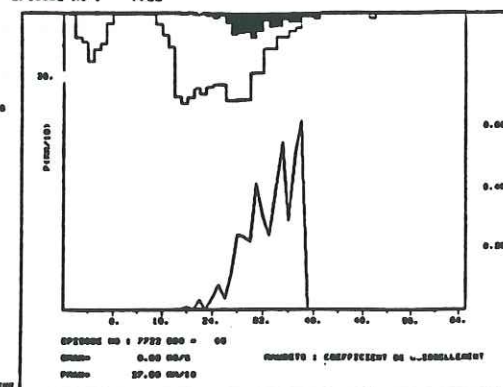


Episode 7429

EPISODE NO : 7722



EPISODE NO : 7722



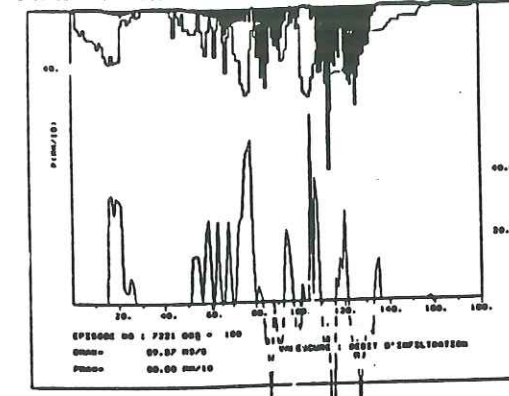
Episode 7722

Fig. II.16 Coefficient de ruissellement

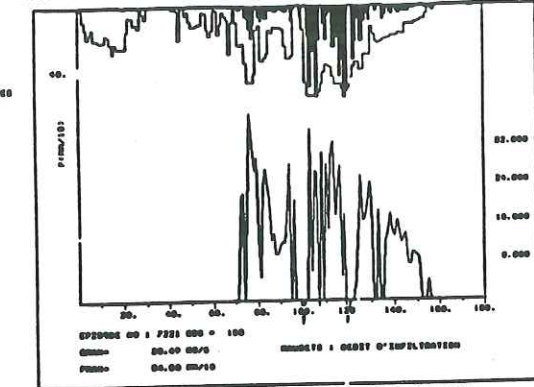
VALESCURE

MAURETS

EPISODE NO : 7221

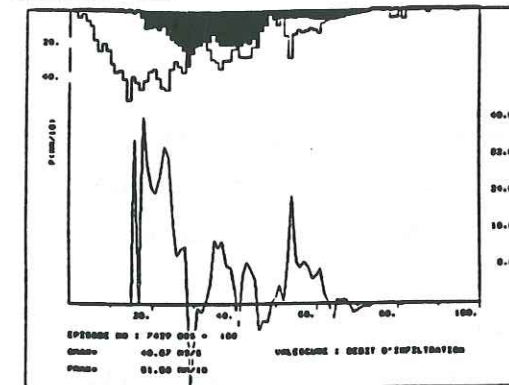


EPISODE NO : 7221

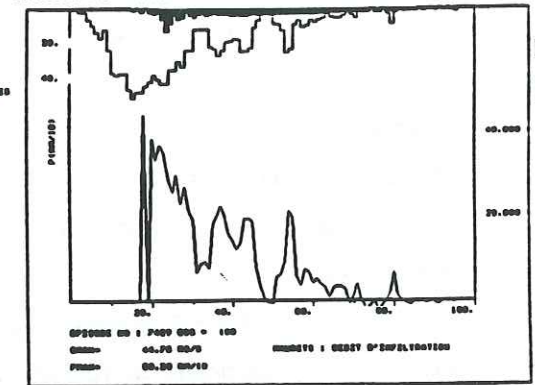


Episode 7221

EPISODE NO : 7429

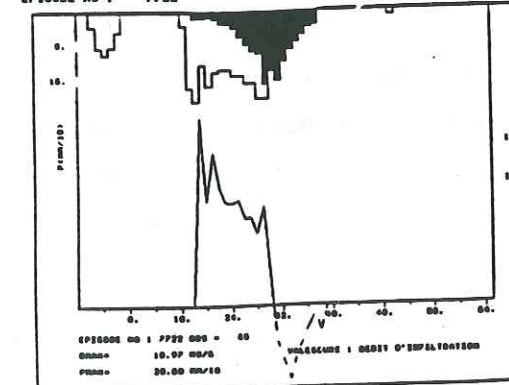


EPISODE NO : 7429

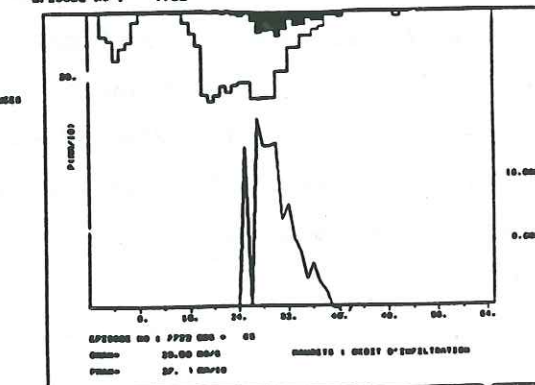


Episode 7429

EPISODE NO : 7722



EPISODE NO : 7722



Episode 7722

Fig. II.17 Pertes pour le ruissellement



## C Analyse des pluies efficaces sur échantillon partitionné

On analysera maintenant les coefficients de ruissellement et débits de perte déterminés grâce aux pluies efficaces déconvoluées sur les échantillons du Réal Collobrier partitionnés en FT courtes et FT longues.

Sont présentées deux séries d'exemples réalisés par FT rapides (Fig. II.18 et II.19 "faible  $Q_0$ " et II.20 et 21 "fort débit de crue") et par FT lente (Fig. II.18 et 19 "pluies de longue durée" et II.20 et 21 "faibles intensités de pluie") pour des épisodes identiques.

Il apparaît tout d'abord qu'il est possible de reconstituer de manière satisfaisante les crues et ce, à partir de fonctions différentes, qu'elles soient lentes ou rapides. Bien entendu, les pluies efficaces devront s'adapter à chaque type de transfert. On observe là une très grande souplesse (excessive?) de la méthode DPFT pendant la phase de déconvolution, confirmant l'observation faite précédemment. Les pluies efficaces déconvoluées par la DPFT sont toujours beaucoup plus instables avec les FT longues (lentes) qu'avec les FT courtes (rapides). Ces instabilités numériques, davantage répercutées par les FT de longue portée, provoquent des séries de PE moins lisses qu'avec les FT courtes mais cela ne constitue nullement un critère de disqualification pour les FT correspondantes.

Pour les épisodes monopics (Fig. II.18 et II.19) on remarque que les deux grandeurs ont un comportement assez simple. Le coefficient de ruissellement instantané croît régulièrement depuis zéro jusqu'à une valeur stable (mises à part les instabilités numériques et les dépassements supérieurs à 1).

La différence entre FT rapides et lentes se manifeste aussi sur les deux grandeurs que nous présentons ici (coefficient de ruissellement instantané et perte pour le ruissellement). Selon les cas, les pluies efficaces permettent de calculer des coefficients de ruissellement parfois très différents.

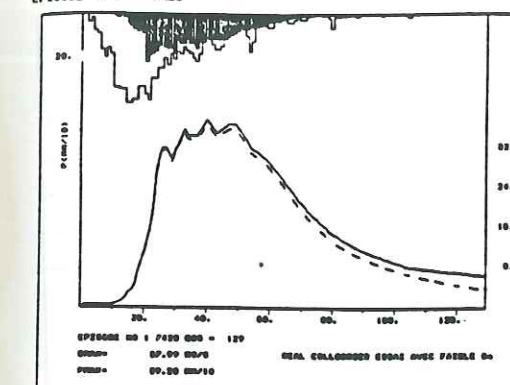
Ainsi l'épisode 7527 voit, avec la FT lente (Fig. II.19) apparaître un coefficient de ruissellement relativement fort au 80ème pas de temps alors qu'une FT rapide n'en autorise qu'un faible. Il en va de même pour les débits d'infiltration qui apparaissent en fin de crue plus importants avec la FT longue. Une autre conséquence de ces différences concerne l'amplitude des pluies efficaces. La FT lente a souvent des intensités de PE plus fortes. Les débits d'infiltration de l'épisode 7836 sont souvent plus élevés avec la FT rapide (Fig. II.20) qu'avec la FT lente (Fig. II.21).

On retrouve assez souvent l'observation faite précédemment sur les deux sous-bassins; c'est à dire que les pertes pour le ruissellement  $PB_i - PE_i$  suivent régulièrement les pluies. On peut de nouveau se poser la question de la proportionnalité de ces pertes (Episodes 7423 et 7527 plus spécialement). Dans les deux cas, les pertes pour le ruissellement suivent assez bien l'évolution des intensités des pluies. Pourtant, il est intéressant de noter que pour l'épisode 7215 on a, malgré tout, une diminution de l'infiltration entre le début et la fin de l'épisode.

## FT courte (faible $Q_0$ )

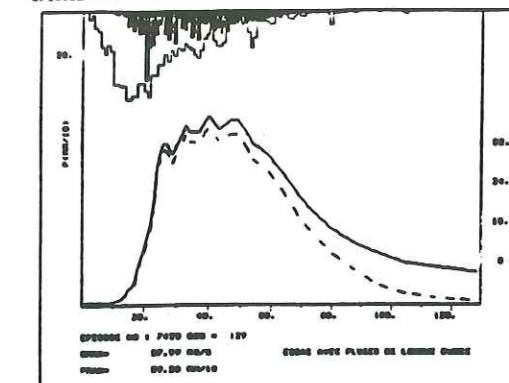
## FT longue (pluies de longue durée)

EPISODE NO : 7423

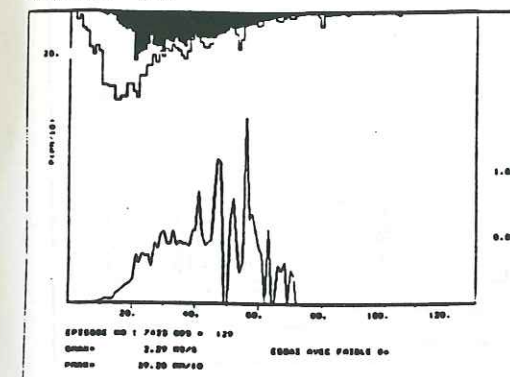


Reconstitutions  
d'épisodes

EPISODE NO : 7423

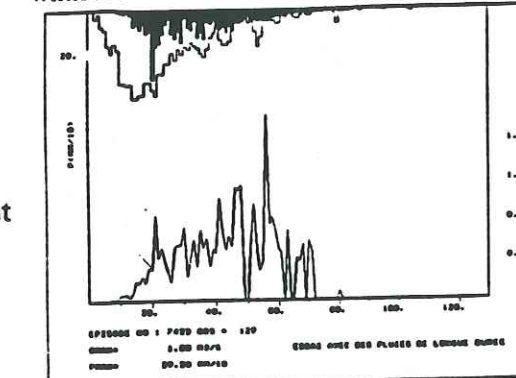


EPISODE NO : 7423

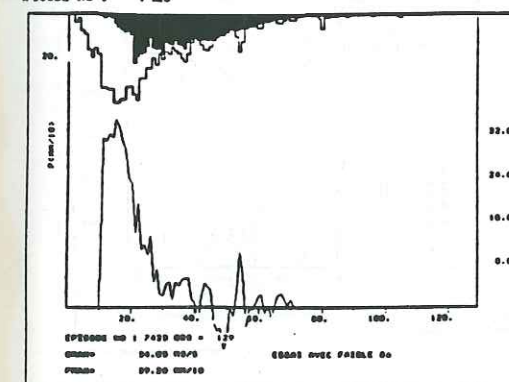


Coefficient de ruissellement  
instantané

EPISODE NO : 7423



EPISODE NO : 7423



Pertes pour le  
ruissellement

EPISODE NO : 7423

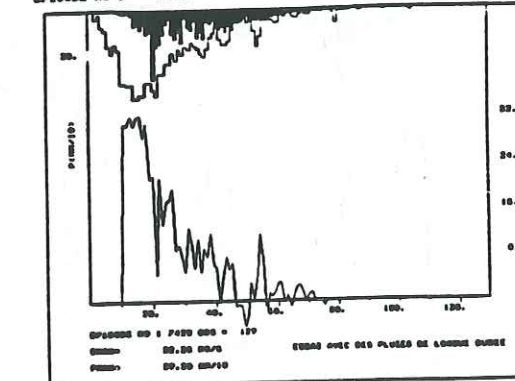


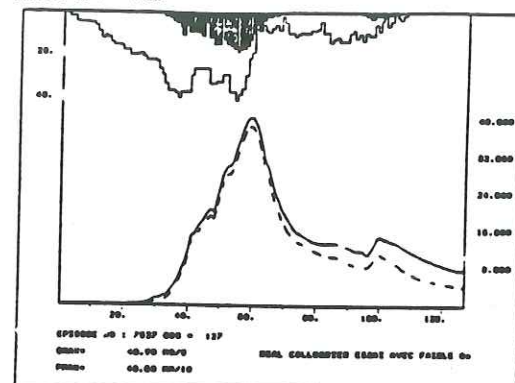
Fig. II.18 Episode monopic 7423 Comparaison des effets du choix de la FT  
sur les pluies efficaces et les grandeurs associées



FT courte (faible  $Q_0$ )

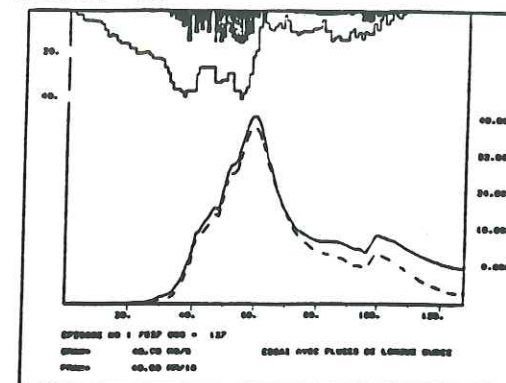
FT longue (pluies de longue durée)

EPISODE NO : 7527

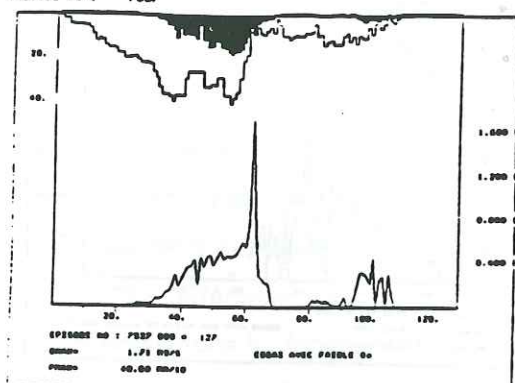


Reconstitutions  
d'épisodes

EPISODE NO : 7527

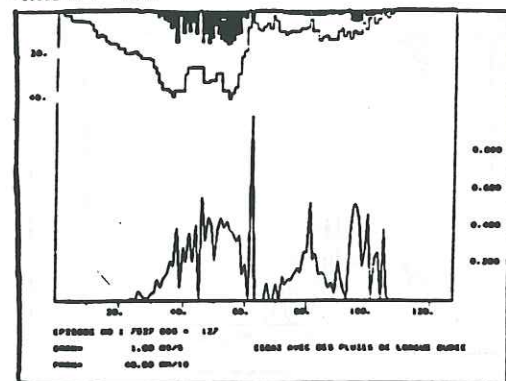


EPISODE NO : 7527

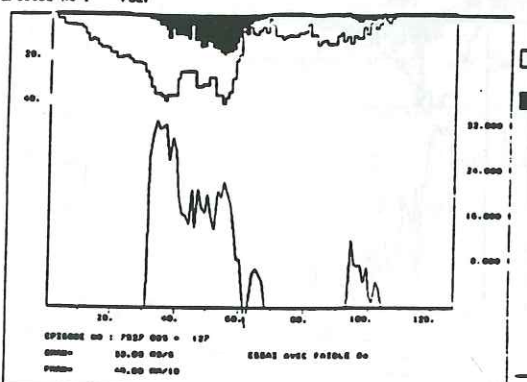


Coefficient de ruissellement  
instantané

EPISODE NO : 7527



EPISODE NO : 7527



Pertes pour le  
ruissellement

EPISODE NO : 7527

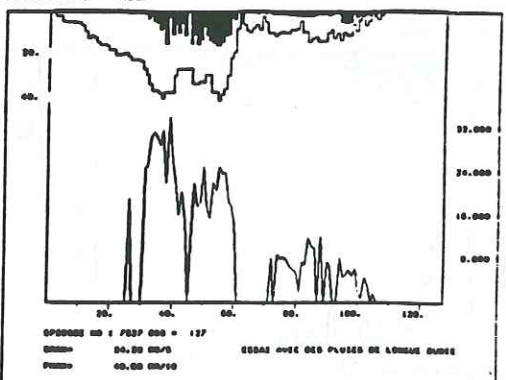
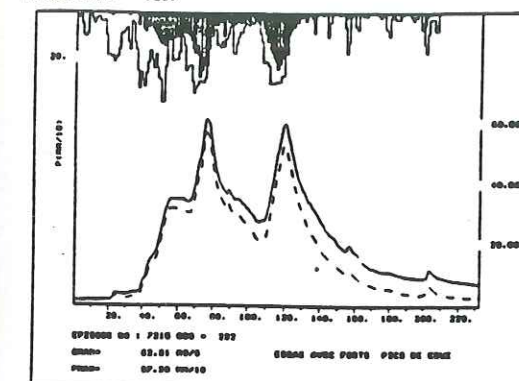


Fig. II.19 Episode monopic 7527 Comparaison des effets du choix de la FT sur les pluies efficaces et les grandeurs associées

FT courte (fort débit maximum)

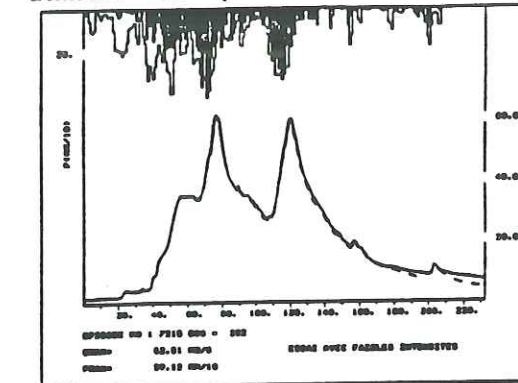
FT longue (faibles intensités de pluie)

EPISODE NO : 7215

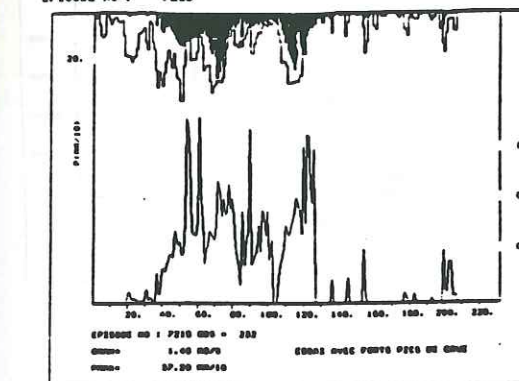


Reconstitutions  
d'épisodes

EPISODE NO : 7215

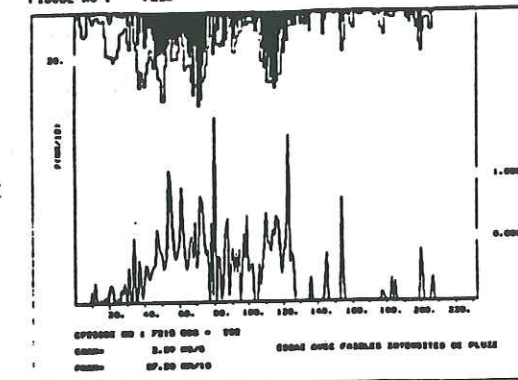


EPISODE NO : 7215

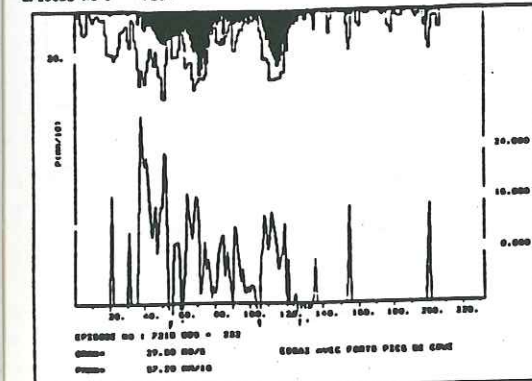


Coefficient de ruissellement  
instantané

EPISODE NO : 7215



EPISODE NO : 7215



Pertes pour le  
ruissellement

EPISODE NO : 7215

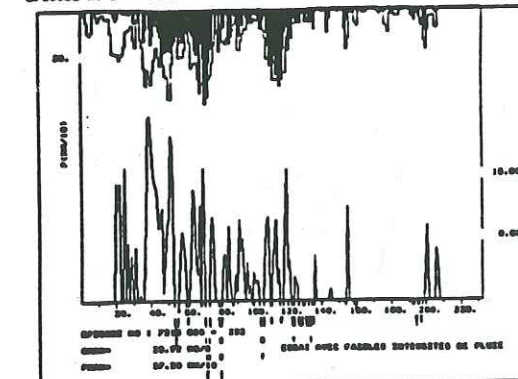


Fig. II.20 Episode multipic 7215 Comparaison des effets du choix de la FT sur les pluies efficaces et les grandeurs associées



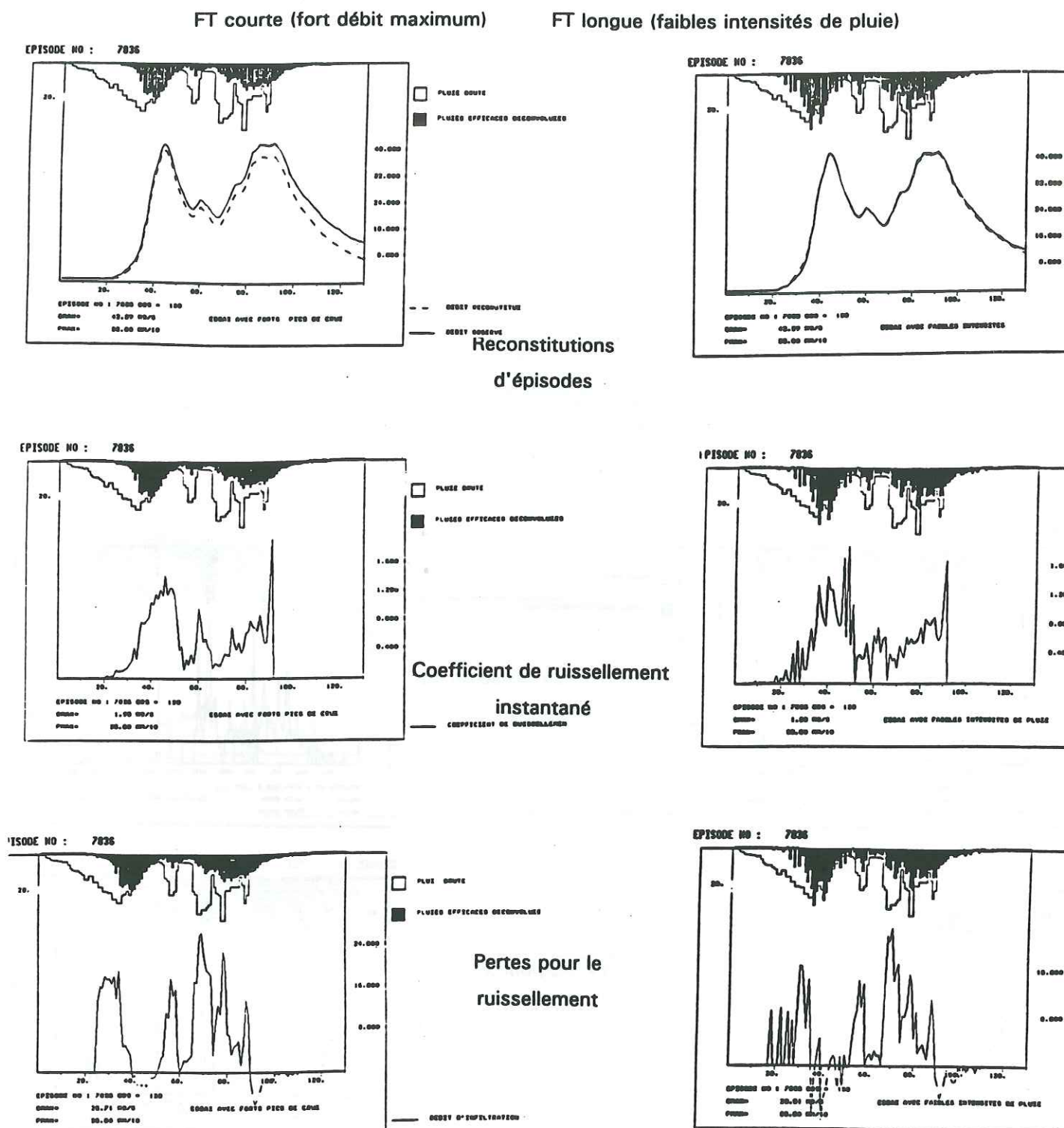


Fig. II.21 Episode multiple 7836 Comparaison des effets du choix de la FT sur les pluies efficaces et les grandeurs associées

# D Relation linéaire entre débit de perte et pluies brutes

La figure II.22 met en regard les pertes  $PB_i - PE_i$  et les PB pour deux épisodes précédents et confirme la bonne relation linéaire entre ces pertes et les pluies brutes. On retrouvera en annexe II les résultats de la corrélation pour les échantillons testés. On observe que très souvent les épisodes possèdent de bonnes corrélations entre débit de perte et pluies brutes (la plupart des coefficients de détermination sont supérieurs à 0.8) (Cf Annexe II p. 14).

En raison des instabilités des PE se répercutant sur les débits de perte, les corrélations avec les FT longues sont souvent moins bonnes qu'avec les FT courtes.

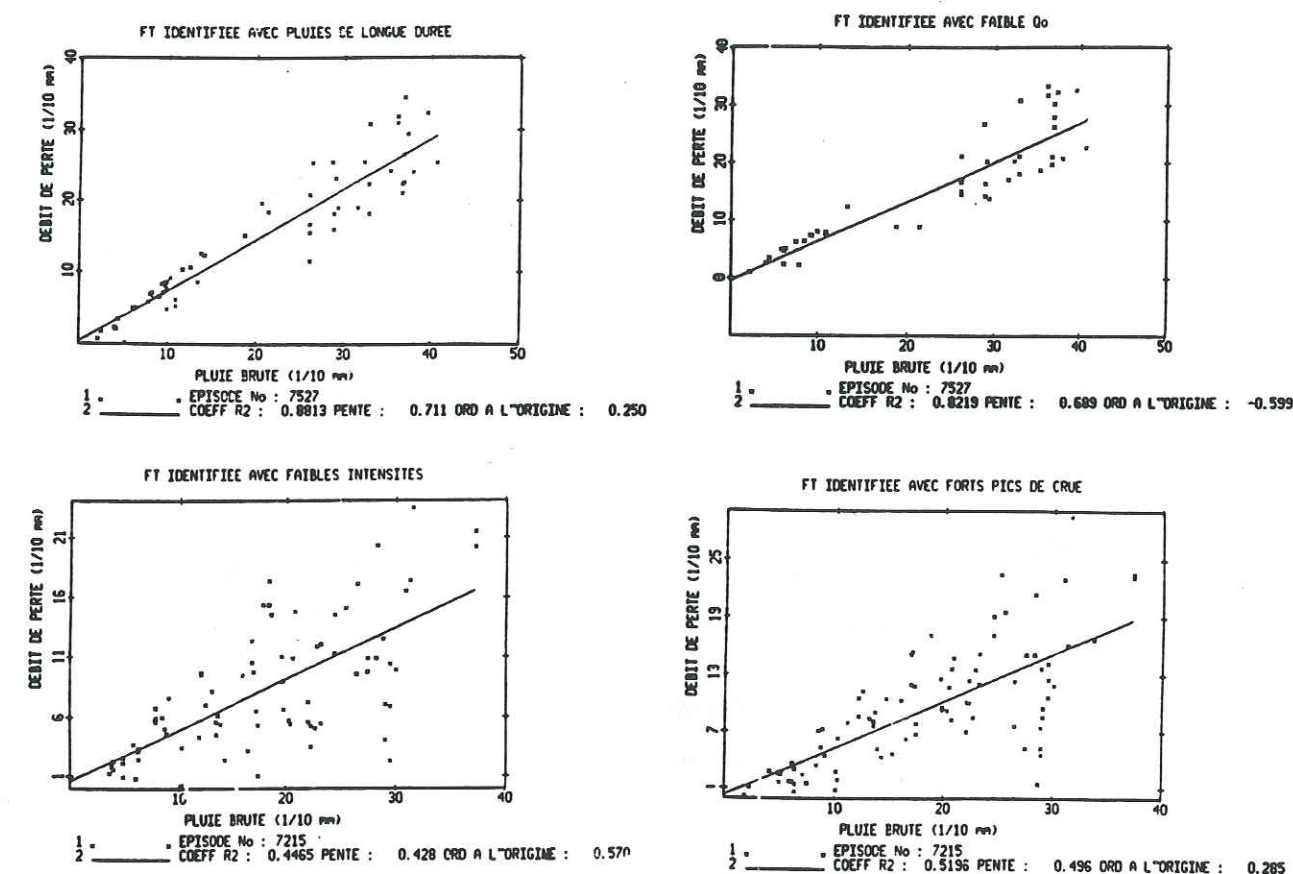


Fig II.22 Corrélation de  $I = PB - PE$  en fonction de PB

A gauche FT longue (pluies de longue durée et faibles intensités),  
à droite FT courte (faible  $Q_0$  et forts  $Q_{max}$ )

Le Souterrain

Pourtant, il faut signaler que nous faisons corréler deux variables assez proches. En effet le débit de perte est calculé par  $PB_i - PE_i$ , or en règle générale les valeurs des pluies efficaces sont nettement plus petites que celles des pluies brutes. Même si nous avons supprimé les faibles valeurs de PE (seuil à  $10^{-1}$  mm, Cf p. 88), il n'en reste pas moins que les valeurs du débit



de perte seront assez proches de celles des PB. En conséquence, nous courrons le risque de corréler une variable (PB) avec elle-même.

Nous avons porté sur la figure II.23 les résultats, pour les mêmes épisodes que précédemment, de la corrélation entre la pluie brute et les pluies efficaces.

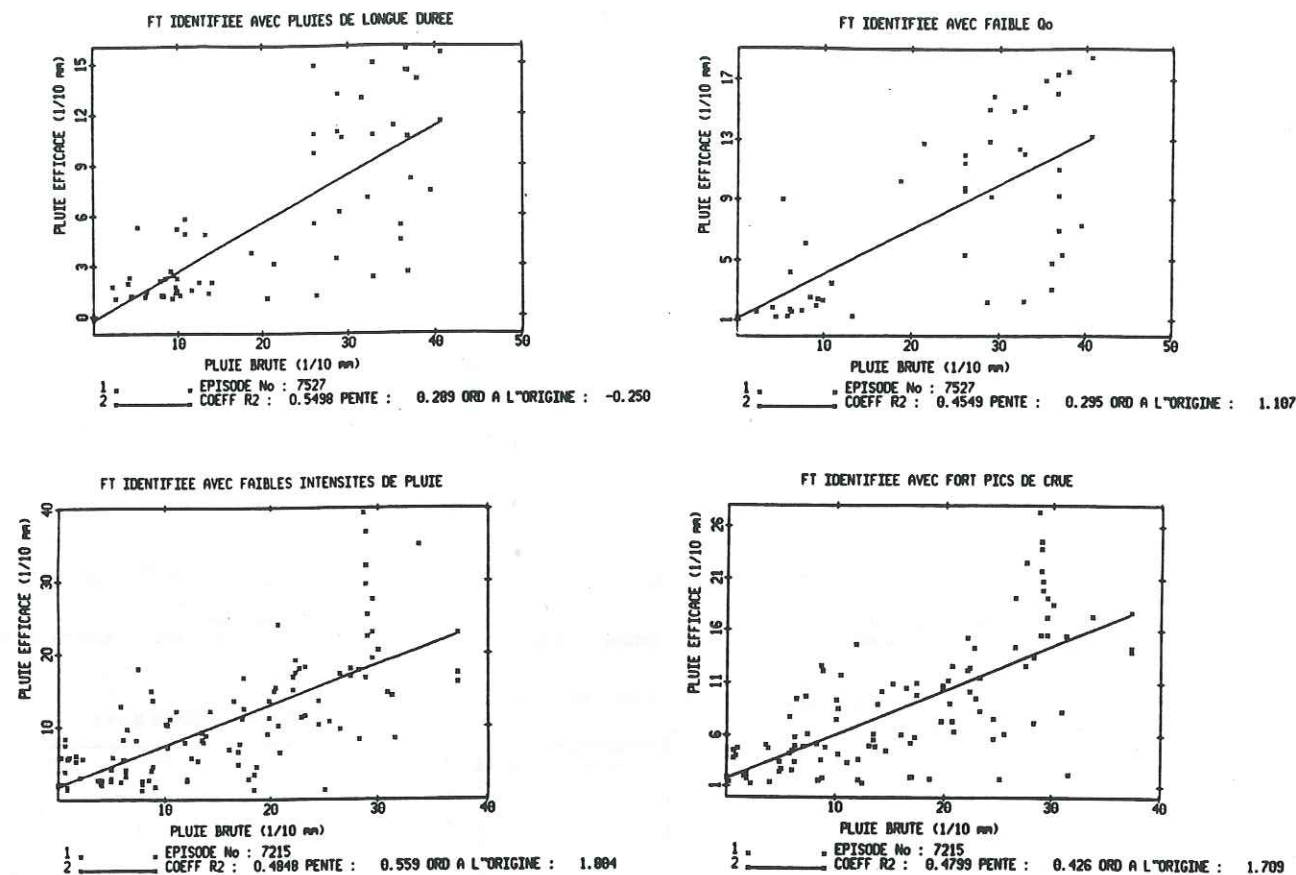


Fig II.23 Corrélation de PE en fonction de PB

A gauche FT longue (pluies de longue durée et faibles intensités),  
à droite FT courte (faible  $Q_0$  et forts  $Q_{max}$ )

On constate alors que les corrélations s'effondrent. Dorénavant il est rare que les coefficients de détermination dépassent 0.5 et le plus souvent ils stagnent autour de 0.3 (Cf. Annexe II).

Si les bonnes corrélations entre débit de perte et pluies brutes nous avait donné l'espoir d'un éventuel développement d'une fonction de production, il faut se rendre à l'évidence: la relation liant pluie brute à pluie efficace est loin d'être linéaire.

## II.4.5 CONCLUSIONS

Les observations faites confirment que l'on peut mettre en doute l'hypothèse forte de la méthode de l'Hydrogramme Unitaire qui affirme que toute la non linéarité de la relation pluie-débit est concentrée dans la relation entre les pluies brutes et les pluies efficaces alors que le transfert est censé être invariant.

Les causes de la non linéarité de la fonction de transfert sont à chercher par exemple dans les conditions antérieures à la crue (fonction de l'état hydrique du bassin par exemple), la répartition spatiale de la pluie qui peut fausser l'estimation des entrées ou encore dans l'accroissement des vitesses dans la rivière provoquées par l'augmentation du débit.

L'étude sur le Réal Collobrier montre en effet qu'il est difficile de trouver dans toutes les circonstances une FT moyenne, unique et linéaire puisque:

1 - L'hypothèse de linéarité de la fonction de transfert empêche de reconstituer de manière satisfaisante les crues. On est obligé de transgresser les règles de base de la méthode (en particulier autoriser des dépassements de pluie efficaces, voire d'en créer lorsqu'il ne pleut pas).

2 - L'unicité de la FT ne semble pas une hypothèse satisfaisante puisqu'il est possible d'identifier plusieurs types de fonctions de transfert. Le partitionnement permet de distinguer trois types de réponses:

- une réponse "rapide" bien identifiée dans le cas où les nappes sont assez basses avant l'épisode ( $Q_0$  faible) ou pour de fortes intensités. Faut-il y voir l'intervention d'un ruissellement par excès d'infiltration de type hortonien?
- une réponse plutôt "lente" bien identifiée lorsque les nappes sont initialement bien rechargées ( $Q_0$  fort) ou lorsque l'intensité de la pluie est faible. Faut-il l'interpréter comme la prédominance d'une alimentation souterraine ou hypodermique "rapide"?
- une réponse très lente existant dans tous les cas de figure, probablement générée par la vidange des nappes ou des zones saturées.

3 - L'invariance de la fonction de transfert au cours d'une crue n'est peut-être pas vérifiée lorsque les épisodes sont très longs.

On remarque en passant que, sous réserves des remarques précédentes sur les fonctions de transfert, on a pu mettre en évidence l'existence d'une relation linéaire entre pluies brutes et pertes pour le ruissellement, c'est-à-dire entre pluies brutes et pluies efficaces. Cette affirmation est probablement à confirmer et à analyser plus en détail dans l'optique d'un développement de fonction de production.



## II.5 CONCLUSION DU CHAPITRE

On a pu voir au cours de ce chapitre:

- que les courbes de tarissement des hydrogrammes sur le bassin versant de Polaka au Sahel ne peuvent être déduites d'un Hydrogramme Unitaire unique. Elles sont toujours déterminées par:

- les volumes qui ruissellent
- l'importance des épisodes pluvieux
- les conditions antérieures sur le bassin

- que la fonction de transfert (l'Hydrogramme Unitaire) d'un bassin varie beaucoup selon les épisodes. Seul le temps de montée de la fonction de transfert semble constituer un élément stable. Le maximum ainsi que la récession de cet Hydrogramme Unitaire dépendent de l'épisode.

Dans ces conditions, la prise en compte de toute la non linéarité de la relation pluie-débit, dans le cadre d'une modélisation, peut être faite de deux façons:

- soit intégrer la variabilité des récessions dans la fonction de transfert, c'est à dire reprendre la structure de l'H.U. mais cette fois en autorisant la FT à varier selon le type de crue. La FT ne serait donc plus unique.

- soit reporter la variabilité de la relation pluie-débit dans la fonction de production. Les pluies efficaces auraient donc une structure exponentiellement décroissante et pourraient durer au delà de la fin des pluies brutes. La fonction de transfert dans ce cas garderait toute l'information robuste concentrée dans les premiers pas de temps (délai avant ruissellement, temps de montée au pic, etc ...) et pourrait à nouveau être unique.

L'hypothèse que nous retiendrons dans le cadre de notre travail sera développée dans les chapitres suivants.

## CHAPITRE III

### IDENTIFICATION D'UNE FONCTION DE TRANSFERT COURTE

III.1 Introduction	p. 101
III.2 Application de la méthode DPFT en vue de l'identification simultanée d'une fonction de transfert courte et d'un jeu de lames efficaces	p. 102
III.2.1 Position du problème	p. 102
III.2.2 Techniques numériques employées	p. 105
III.3 Modification de l'algorithme de la DPFT: initialisation par une FT imposée au départ	p. 108
III.3.1 Description de l'algorithme	p. 109
A Fonctionnement de l'algorithme	p. 109
B Contraintes de lissage sur les lames efficaces	p. 111
III.3.2 Application de l'algorithme au Réal Collobrier	p. 112
A Introduction d'une fonction de transfert calculée par MNT	p. 112
B Détermination du nombre optimal de coefficients de la FT	p. 114
C Effet de forme des FT	p. 116
D Conclusions	p. 120
III.4 Application de la DPFT	p. 121
III.4.1 Initialisation de l'algorithme par des pluies à structure exponentiellement décroissantes. Bassin de Polaka	p. 121
III.4.2 Remplacement des pluies nulles par des pluies d'intensité constantes. Bassin du Réal Collobrier	p. 128
III.4.3 Conclusion sur la méthode	p. 133
III.5 Conclusion sur l'identification d'une FT courte	p. 134



### III.1 INTRODUCTION

Le chapitre précédent nous a appris que les modèles de type hydrogramme unitaire rendent compte plutôt bien du temps de montée rapide de crue mais qu'ils ont du mal à suivre les récessions des hydrogrammes. On y a vu les problèmes lorsque la fonction de transfert est considérée comme unique et invariante. En effet, on a vu sur le bassin sahélien de Polaka que la phase de décrue était fluctuante et que les coefficients de récession dépendent de la pluviométrie et des conditions antérieures à la crue. Imposer une récession de l'HU unique pour tous les épisodes (ou la non invariance des décrues) est en contradiction avec la variabilité des récessions qu'on observe.

D'autre part, il semble que le temps de montée au pic soit une constante relativement stable pour les nombreuses fonctions de transfert identifiées sur le bassin du Réal Collobrier. Cette partie de l'HU semble donc assez peu sensible aux facteurs qui conditionnent la non linéarité.

Dans ces conditions, pourquoi ne pas chercher à limiter la partie décroissante de la fonction de transfert afin de circonscrire tous les éléments non invariants dans la production. Une telle FT limitée à quelques pas de temps (le temps de montée au pic par exemple) aurait, espérons-le, davantage de chances d'être stable.

Parallèlement, la structure des pluies efficaces serait bouleversée. Sans la décroissance lente de la FT de type HU, les pluies efficaces associées à une FT courte ne peuvent pas se limiter à la durée des pluies brutes puisque qu'elles ne pourront soutenir les débits qu'après les quelques pas de temps que nous nous imposons pour la FT. En conséquence ces pluies efficaces devront absolument être prolongées bien au delà de la dernière pluie brute (les décrues des épisodes seront donc reportées dans la production). Afin de souligner la différence de nature entre ces volumes et ceux rencontrés dans les modèles de type HU, nous les appellerons par la suite "lames efficaces".

Un tel schéma peut être considéré comme une construction abstraite permettant de séparer les éléments invariants et non invariants. Dans ce cas les termes de "transfert" et de "production" n'ont plus les mêmes interprétations que précédemment. On peut toutefois concevoir cette schématisation comme représentative d'un transfert à vitesse constante de type "isochrone" et d'une production constituée par des apports à la rivière répartis tout au long du réseau de drainage et provenant des versants adjacents qui jouent le rôle de réservoir tampon par rapport à la pluie. Nous reviendrons ultérieurement sur ce point. Nous conserverons dans la suite la terminologie "fonction de transfert" qui serait peut-être mieux nommée "fonction invariante" et "fonction de production" à laquelle on pourrait préférer "fonction ajustée à l'épisode".

Cette partie s'attachera à identifier une fonction de transfert courte en utilisant la méthode DPFT. Deux sections composent ce chapitre qui décrivent chacune les modifications nécessaires à apporter à la DPFT pour identifier des fonctions de transfert conformes à nos exigences.



### III.2 APPLICATION DE LA METHODE DPFT EN VUE DE L'IDENTIFICATION SIMULTANEE D'UNE FONCTION DE TRANSFERT COURTE ET D'UN JEU DE LAMES EFFICACES

#### III.2.1 POSITION DU PROBLEME

L'un des principaux intérêts de la méthode DPFT est qu'elle nécessite seulement la connaissance des séries de pluies brutes et de débits pour identifier une fonction de transfert moyenne et des séries de pluies efficaces. L'objet de cette partie sera d'adapter cette méthode pour identifier une fonction de transfert de courte durée (de l'ordre de quelques pas de temps). Parallèlement, la DPFT devra être en mesure de fournir des lames efficaces compatibles avec les hypothèses que nous nous imposons (tout spécialement des LE se prolongeant jusqu'à la fin de l'épisode de crue). Cette contrainte particulière à notre hypothèse modifiera en conséquence les deux systèmes de résolution.

Rentrans dans le détail en comparant les deux approches:

1 La première phase (Algorithme de la DPFT Fig. II.1) passe par l'identification de la fonction de transfert sur le système multi-événement en résolvant le système (Eq. II.3), réécrit ci-après:

$$(q) = (PE) \times (h) \quad (\text{Eq. II.3})$$

Pour une crue L, la matrice des pluies efficaces s'écrit sous la forme:

$$PE^L = \begin{vmatrix} PE_1^L & 0 & . & . & 0 \\ PE_2^L & PE_1^L & 0 & . & . \\ PE_3^L & PE_2^L & PE_1^L & 0 & . \\ . & . & . & . & 0 \\ PE_k^L & PE_{k-1}^L & PE_{k-2}^L & . & PE_1^L \\ . & . & . & . & . \\ PE_m^L & PE_{m-1}^L & PE_{m-2}^L & . & PE_{m-k+1}^L \\ 0 & PE_m^L & PE_{m-1}^L & . & PE_{m-k}^L \\ . & 0 & PE_m^L & . & PE_{m-k-1}^L \\ . & . & 0 & . & . \\ 0 & . & . & 0 & PE_m^L \end{vmatrix}$$

$PE_i^L$  représente la pluie efficace au pas de temps i pour la crue L

Dans le nouveau système, la matrice des lames efficaces est construite pratiquement de la même façon: le système matriciel est également de taille (n,k) (mais où k, longueur de la FT, sera plus réduite). La différence essentielle est que les lames efficaces ne sont plus limitées à m

(nombre de pas de pluie brute non nulle) mais seront poursuivies sur la longueur n (nombre de pas de temps de la crue). On obtient ainsi pour une crue L:

$$LE^L = \begin{vmatrix} LE_n^L & 0 & . & . & 0 \\ LE_2^L & LE_1^L & . & . & . \\ LE_3^L & LE_2^L & LE_1^L & . & . \\ . & . & . & . & 0 \\ LE_k^L & LE_{k-1}^L & LE_{k-2}^L & . & LE_1^L \\ LE_k^L & LE_k^L & LE_{k-1}^L & . & LE_2^L \\ . & . & . & . & . \\ LE_n^L & LE_{n-1}^L & LE_{n-2}^L & . & LE_{n-k+1}^L \end{vmatrix}$$

2 En second lieu, la phase de déconvolution de la DPFT classique résoud un système surdéterminé où l'on doit obtenir m pluies efficaces PE à partir de n équations ( $n > m$ ) (Eq. II.4)

$$(q^L) = (h) \times (PE^L) \quad (\text{Eq. II.4})$$

où la matrice des coefficients de la DPFT est définie comme:

$$h = \begin{vmatrix} h_1 & 0 & . & . & 0 \\ h_2 & h_1 & . & . & . \\ h_3 & h_2 & h_1 & . & . \\ . & . & . & . & 0 \\ h_m & h_{m-1} & h_{m-2} & . & h_1 \\ . & . & . & . & . \\ h_n & h_{n-1} & h_{n-2} & . & h_{n-m+1} \end{vmatrix}$$

Or dans notre approche nous devons déconvoluer n lames efficaces. Nous n'aurons donc plus une matrice (n,m) comme dans le système de résolution de la DPFT, mais une matrice (n,n). Dans notre hypothèse, la longueur de la FT est limitée à k ( $h_i > k = 0$ ). La nouvelle matrice contiendra donc de très nombreuses valeurs nulles. Les coefficients non nuls de la DPFT courte seront situés sur une bande dans la diagonale de la matrice. Le nouveau système de déconvolution adapté à la déconvolution de n lames efficaces s'écrit (avec  $s_i$  la différence première de la fonction de transfert à la place des  $h_i$  pour différencier les deux approches).



$$S = \begin{vmatrix} s_1 & 0 & . & . & . & . & . & 0 \\ s_2 & s_1 & . & . & . & . & . & . \\ s_3 & s_2 & s_1 & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . & . & . \\ s_k & s_{k-1} & s_{k-2} & . & s_1 & . & . & . \\ 0 & s_k & s_{k-1} & . & s_2 & s_1 & . & . \\ . & . & . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . & . & 0 \\ 0 & . & . & 0 & s_k & . & . & s_2 & s_1 \end{vmatrix}$$

Remarquons que l'expression du système de déconvolution possède maintenant un nombre d'équations égal au nombre d'inconnues.

D'autre part ce système a la particularité d'être formé de n vecteurs très colinéaires. On a en effet n vecteurs  $s_i$  tels que:

$$\begin{aligned} (s_1)^T &= (s_1, \dots, s_k, 0, \dots, 0) \\ (s_2)^T &= (0, s_1, \dots, s_k, 0, \dots, 0) \\ . & \\ (s_k)^T &= (0, \dots, 0, s_1, \dots, s_k) \\ . & \\ (s_n)^T &= (0, \dots, \dots, 0, s_k) \end{aligned}$$

### III.2.2 METHODES NUMERIQUES EMPLOYEES

#### A Les moindres carrés avec Ridge Regression

La technique des moindres carrés (utilisée dès 1955 par Snyder) revient, en partant de la relation de déconvolution des LE (où les matrices sont en caractères gras):

$$Q^L = S * LE^L + e^L \quad \text{avec } e^L \text{ l'erreur d'ajustement}$$

à minimiser l'erreur quadratique

$$J(LE^L) = (Q^L - LE^L.S)^T . (Q^L - LE^L.S)$$

dont l'estimée de la variable à expliquer du modèle linéaire général est donné par

$$LE^{L*} = (S^T.S)^{-1} . S^T.Q$$

et avec comme matrice variance

$$Cov(LE^{L*}) = \sigma^2 . (S^T.S)^{-1}$$

Dans ce système de déconvolution, la matrice  $S$  (à partir de laquelle on va construire la matrice des produits croisés  $(S^T.S)$ ) est constituée de n vecteurs  $s_i$  qui peuvent être corrélés entre eux. Or plus les vecteurs  $s_i$  sont colinéaires moins  $S^T.S$  a de chances d'être une matrice diagonale. Son inverse  $(S^T.S)^{-1}$  aura donc des valeurs fortes sur la diagonale. Les ordonnées estimées  $LE^*$  auront donc une grande variance ce qui pratiquement entraîne de grandes fluctuations pour les estimations.

La technique de la Ridge Regression (ou régression en crête ou encore des moindres carrés lissés) propose de diminuer la variance d'estimation des  $LE^*$  en allant renforcer la diagonale principale de  $(S^T.S)$  par l'introduction d'un coefficient  $\tau_k$  positif. Les variables explicatives trop colinéaires tendent alors à être orthogonalisées.

On va maintenant chercher à minimiser le critère:

$$J(LE^L) = ((Q^L - LE^L.S)^T . (Q^L - LE^L.S) + (S^T.S) . \tau_k$$

En calculant un nouvel estimateur



$$LE^L = (S^T \cdot S + \tau_k \cdot I_k)^{-1} \cdot S^T \cdot Q$$

où  $I_k$  est la matrice identité  
et  $\tau_k$  le coefficient arbitraire de ridge introduit.

On obtiendra pour la variance de ces nouvelles estimées de plus faibles valeurs que pour les moindres carrés ordinaires (Johnston 1972). Bien que cet estimateur soit moins bon pour l'erreur quadratique de l'ajustement, il fournira un signal lissé (Bruen et Doodge 1984) (d'après Rodriguez 1989). B versiani a proposé une variante de la Ridge Regression où le  $\tau_k$  introduit n'est pas additif à  $(S^T \cdot S)$  mais multiplicatif. On a alors:

$$LE^L = (S^T \cdot S + \tau_k \cdot G_n^L)^{-1} \cdot S^T \cdot Q$$

avec  $G_n^L$  la matrice diagonale principale de  $(S^T \cdot S)$ .

C'est cette dernière version qui sera utilisée par la suite quand on parlera de Ridge Regression.

#### B La Programmation Linéaire

Pourtant si la régression en crête est capable de nous fournir des signaux lissés et moins chaotiques, elle ne peut pas intégrer à l'intérieur de l'algorithme une des contraintes imposées par nos hypothèses: l'obtention de variables à expliquer positives (aussi bien pour les lames efficaces que pour la fonction de transfert courte).

Parmi les premières tentatives faites en ce sens, il faut citer Deiniger (1969) qui introduisit la contrainte de positivité des ordonnées, dans le contexte de l'identification de la fonction de transfert, en employant la méthode du Simplex ou Programmation Linéaire (pour détail voir Morel-Seytoux, 1976 et Mays et Coles, 1980). Deux approches sont possibles pour cette méthode: l'une consiste à minimiser la somme des valeurs absolues des erreurs (programmation miniSAD), l'autre cherche à minimiser l'erreur maximale (programmation miniMAD).

#### Version miniSAD

A partir de l'équation de convolution

$$Q_i^L = \sum_{j=1}^n s_j \cdot LE_{i-j+1} + e_i^L$$

la méthode prend en compte les erreurs d'ajustement négatives  $e_i$  en introduisant deux nouvelles variables  $u_i$  et  $v_i$  définies comme:

$$e_i^L = u_i^L - v_i^L$$

avec  $u_i^L \geq 0$  et  $v_i^L \geq 0$   
Où  $u_i^L$  tiendra compte des écarts positifs  
 $v_i^L$  rapportera les écarts négatifs.

L'équation générale devient

$$Q_i^L = \sum_{j=1}^n s_j \cdot LE_{i-j+1} + (u_i^L - v_i^L)$$

avec les contraintes de positivité de la méthode du Simplex

$$LE_i^L \geq 0$$

la minimisation des valeurs absolues des erreurs revient ensuite à minimiser la grandeur  $c$  définie par:

$$C = \sum_{i=1}^n (u_i^L + v_i^L) = \sum_{i=1}^n e_i^L$$

#### Version miniMAD

Dans cette version où l'objectif est de minimiser la valeur  $e_{\max}$  des erreurs absolues, on a deux variables à identifier  $S_i$  et  $e_{\max}$ .

On a alors

$$-e_{\max} \leq Q_i^L - \sum_{j=1}^n s_j \cdot LE_{i-j+1} \leq e_{\max}$$

Le critère de minimisation porte désormais sur la de valeur  $e_{\max}$ .



### III.3 MODIFICATION DE L'ALGORITHME DE LA DPFT: INITIALISATION PAR UNE FT IMPOSEE AU DEPART

L'algorithme de la DPFT démarre en considérant les pluies brutes comme étant la première (et la meilleure) approximation des pluies efficaces. Dans le contexte de l'Hydrogramme Unitaire, où la fonction de transfert constitue la principale inconnue du système à résoudre, cette solution est sans doute la plus raisonnable. Pourtant, s'il on était en mesure de fournir une première estimation de la fonction de transfert, l'algorithme serait sans doute suffisamment souple pour être initialisé par la fonction de transfert. Dans notre approche, nous possédons quelques indices quant à la structure de la fonction de transfert. C'est la raison pour laquelle nous allons reconsidérer le fonctionnement de l'algorithme itératif et alterné et proposer une modification de cet algorithme dans le but d'identifier une fonction de transfert courte conforme aux hypothèses de transfert court par isochrone.

Cette nouvelle méthode d'estimation d'une fonction de transfert et d'une série de lames efficaces procède toujours alternativement à l'identification de chaque inconnue (LE et FT) mais l'algorithme résout tout d'abord un premier système: la déconvolution qui estime événement par événement une série de lames efficaces, puis traite le système inverse, sur un jeu multi-événement qui nous fournit une fonction de transfert. Cette version, tirée directement de l'algorithme de la DPFT, utilise les options de calcul qui ont été à l'origine élaborées pour la DPFT. La procédure de calcul simultané du couple d'inconnues (LE, FT) est donc décomposée en deux parties bien distinctes d'identification

- d'un jeu de lames efficaces

- d'une fonction de transfert dite isochrone

La partie de l'algorithme dont le système de résolution est présenté sous le nom de déconvolution des lames efficaces a la particularité d'avoir autant d'équations que d'inconnues. Elle est donc très sensible aux erreurs sur les entrées et sera sujette à des instabilités numériques. Comme nous l'avons vu dans la partie précédente, il est donc prévisible que la déconvolution des lames efficaces devra être soumise à un certain nombre de contraintes ou d'options de calcul adaptées à la résolution de ce système.

### III.3.1 DESCRIPTION DE L'ALGORITHME

Nous allons reprendre le schéma global de l'algorithme de la DPFT mais en introduisant en tête d'algorithme une première estimation de la fonction de transfert.

#### A Fonctionnement de l'algorithme

1 Nous commençons par introduire une estimation de la fonction de transfert normée du bassin comprenant k-1 coefficients  $S_i$ . Cette fonction de transfert est passée en différence pour obtenir k coefficients  $s_{(1)}$ . La phase de déconvolution va résoudre crue par crue le système avec les différences de débit  $q$ .

$$q^L = s_{(1)} \times LE^L$$

$$\downarrow$$

$$LE_{(1)}^L$$

Ces séries de lames efficaces calculées  $LE^{L*}$  sont des valeurs brutes sorties de l'algorithme. Selon le type de calcul numérique (moindres carrés avec Ridge, Programmation Linéaire), les défauts seront plus ou moins amplifiés ou amortis au fil des itérations. Aussi, à chaque itération, on peut imposer deux types de contraintes sur les lames efficaces déconvoluées:

$$1 \quad LE_{(1)}^L \geq 0 \text{ pour tout } i = 1, 2, \dots, m$$

2 Lissage des lames efficaces

Ces options facultatives nous fournissent des séries de lames efficaces  $LE_{(ii)}^L$  qui nous serviront pour la deuxième phase de l'algorithme.

2 L'identification de la fonction de transfert s'effectue sur le système multi-événement avec les lames efficaces déconvoluées précédemment et éventuellement passées au travers des contraintes. On obtient ainsi une nouvelle estimation de la fonction de transfert moyenne sur le bassin après la résolution du système.

$$q^L = LE_{(1)}^L \times s_{(1)}$$

$$\downarrow$$

$$s_{(2)}^*$$



Les coefficients de la FT ne vérifient pas la loi de conservation de volume (intégrale égale à 1). C'est pourquoi on va appliquer sur cette fonction de transfert les contraintes:

$$\sum_{i=1}^k S_i = 1 \quad \text{Normalisation à 1 de la FT}$$

$$s_{i(j)}^* \geq 0 \quad \text{Positivité de la FT}$$

Appliqué pour tout  $i = 1, 2, \dots, k$  et à toute itération  $j$  afin de ne pas calculer des coefficients négatifs (ce qui correspondrait dans le cadre d'un transfert isochrone à des surfaces de bassin négatives).

La figure III.13 montre la représentation schématique de cet algorithme itératif et alterné. La question est de savoir s'il converge vers une solution donnant une fonction de transfert représentative du bassin et une série de lames efficaces obéissant à une structure cohérente.

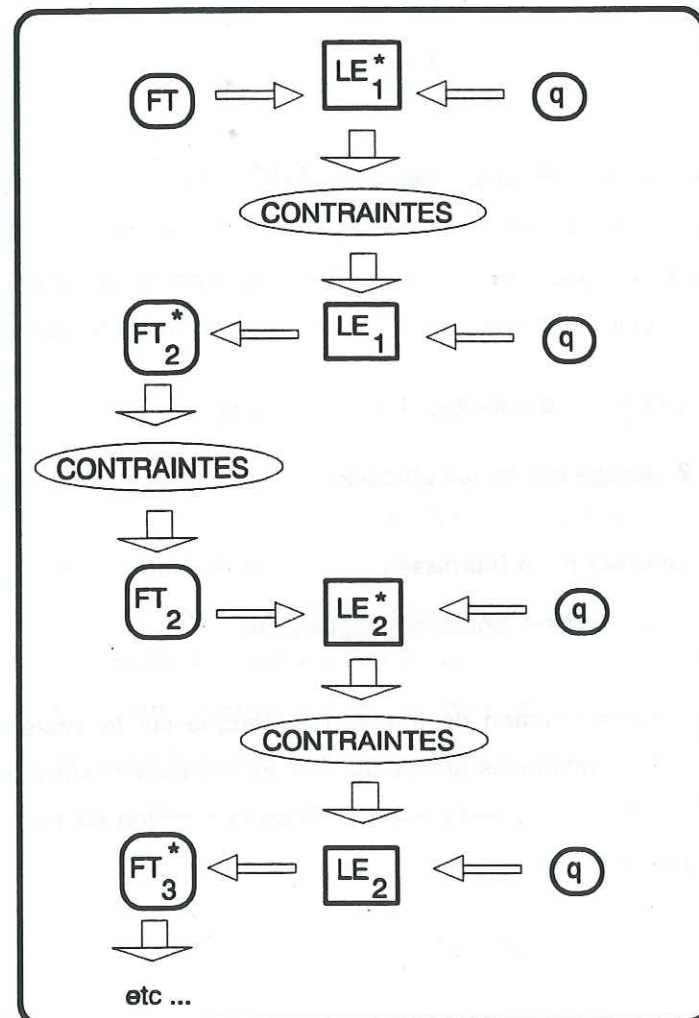


Fig. III.13 Représentation schématique de l'algorithme itératif et alterné dérivé de celui de la DPFT

## B Contraintes de lissage sur les lames efficaces

### 1 Critère d'instabilité des lames efficaces

Ayant remarqué que souvent les séries de lame efficace sont affectées par des indentations nous avons introduit le critère suivant.

$$S^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (LE_i - LE_{i-1})^2$$

$LE_i$  représentant la lame efficace déconvoluée au pas  $i$ . Les lames efficaces les moins instables seront celles qui fourniront la plus faible valeur de  $S$ .

### 2 Lissage des lames efficaces

Cette option est destinée en principe à des séries de lames efficaces très indentées. Dans ce cas, après chaque déconvolution, on lisse les lames efficaces en faisant une moyenne sur deux pas de temps.

$$LE_i^* = \frac{LE_i + LE_{i-1}}{2}$$



On se propose pour remédier à ce problème d'appliquer la contrainte de lissage. On va tout d'abord examiner l'effet du lissage des lames efficaces sur la FT. Notre démarche consiste à appliquer ce lissage à différentes itérations.

D'une façon globale, on remarque que l'emploi du lissage a pour conséquence de modifier la forme de la FT dans le sens d'une fonction plus rapide (déplacement de la FT vers les premiers pas de temps). L'algorithme identifie en effet des fonctions de transfert où 3 surfaces isochrones prédominent (la FT est plus "rapide" que la fonction initiale).

Cette dérive vers des FT à durée très courte (on a parfois 3 pas de temps) est assez inquiétante. C'est un peu comme si l'algorithme cherchait une solution pour la FT toujours plus courte. Dans un cas extrême, la FT pourrait être égale à une impulsion unité (un seul coefficient égal à 1) et par conséquent les lames efficaces équivalentes aux débits. Ce problème de convergence est sans aucun doute le résultat du fait que nous n'avons pas assez de contraintes sur les lames efficaces comme sur la FT.

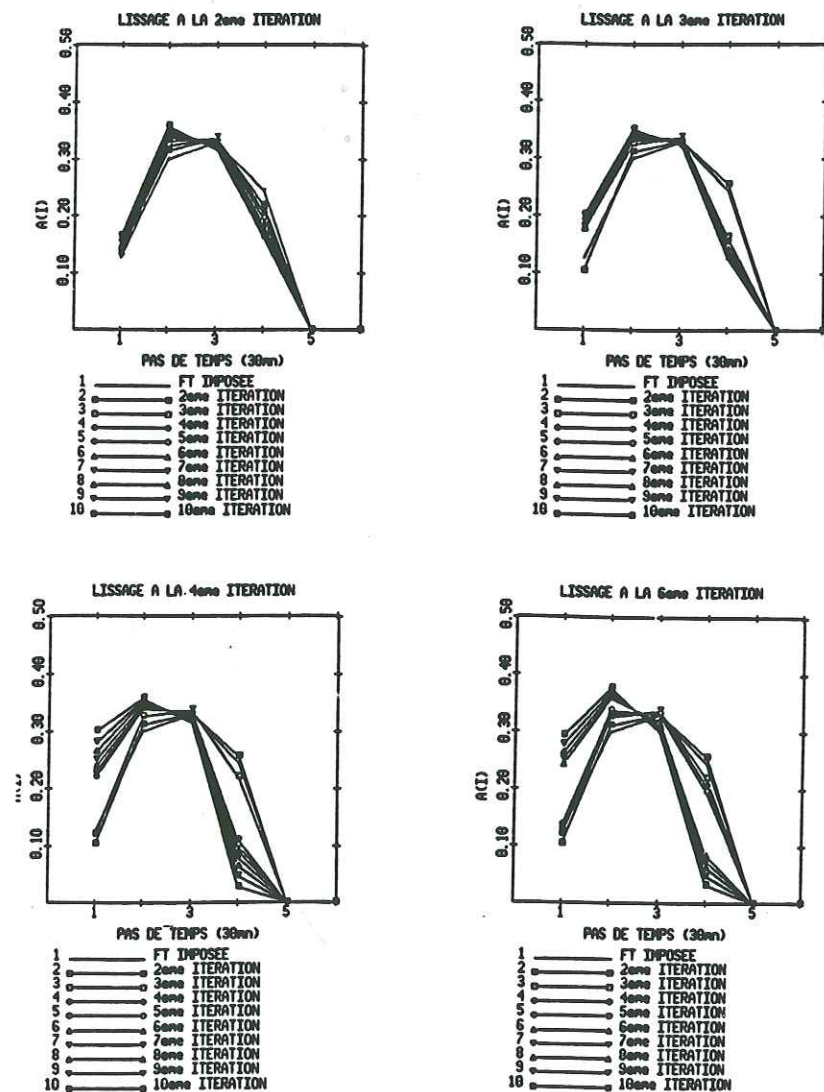


Fig. III.3 Introduction du lissage des LE à différentes itérations

Le lissage agit comme un facteur qui perturbe la convergence. On peut remarquer que ce lissage provoque tout de même une amélioration de la qualité des lames efficaces et qu'elles sont moins indentées. Cependant dans les 4 cas, on ne peut pas dire que nous constatons une convergence en direction d'une FT vraiment unique bien que les trois dernières soient assez semblables.

L'hypothèse que nous venons de retenir supposait que la longueur de la fonction de transfert isochrone correspondait au temps de montée. Cependant rien ne nous permet d'affirmer que cette hypothèse est fondée. C'est ce que nous nous proposons de vérifier dans le paragraphe suivant.

### B Détermination du nombre optimal de coefficients de la FT

Jusqu'à présent on a cherché une fonction de transfert dont le nombre de pas de temps équivalait au temps de montée de la crue. Nous allons vérifier si cette hypothèse est raisonnable. Pour ce faire nous avons introduit en tête d'algorithme des fonctions de transfert à longueur variable (12 pas de temps, 10, 8, 6 etc ...). Les FT initiales testées ont été sélectionnées arbitrairement; on les a choisies symétriques afin de ne pas favoriser une forme particulière. Pour chaque essai nous allons observer s'il existe un nombre caractéristique de coefficients pour lesquels on constate une convergence.

Des résultats obtenus (donnés après 10 itérations), nous pouvons distinguer 3 types de comportements différents.

#### FT longue: 10 et 12 pas de temps.

En supposant au départ une fonction de transfert longue (5 et 6 heures), on constate une grande évolution au fil des itérations. Dès la 2ème ou 3ème itération l'algorithme cherche à trouver des solutions sur un espace plus restreint (7 coefficients pour la 2ème itération de l'essai de la FT à 10 pas de temps). Cette évolution se poursuit jusqu'à la fin des itérations pour obtenir finalement des FT à 3 ou 4 coefficients mais sans converger véritablement vers une solution unique.

#### FT à durée intermédiaire.

Dans ces deux essais (6 et 8 coefficients) on retrouve la tendance des FT longues qui ont une dérive au cours des itérations dans le sens d'un transfert plus rapide. Pourtant au bout de 10 itérations, les deux essais présentent deux comportements différents.

Avec 8 pas de temps, la FT identifiée s'est centrée sur une valeur médiane avec une solution relativement stable de 6 coefficients. Par contre avec 6 pas de temps, on retrouve la dérive vers des temps les plus courts mais une stabilisation moins affirmée de 6 coefficients.



### FT à temps de transfert court.

Avec 5 pas de temps, on observe encore une dérive vers la gauche sans toutefois vraiment converger vers une solution unique véritable.

C'est avec une longueur de 4 pas de temps qu'on trouve le résultat le plus satisfaisant. Dès la 5ème ou 6ème itération, la FT converge vers une solution qui ne varie plus beaucoup dans les itérations suivantes et qui ressemble d'ailleurs beaucoup à la FT obtenue par le MNT III.3.2.A.

Ces quelques essais montrent que l'algorithme recherche des solutions dans le sens d'une durée de transfert courte: autour de 4 à 5 pas de temps. Si l'on n'assiste pas à une véritable convergence vers une solution unique, il semble qu'il y ait une tendance à la convergence en durée. On confirme ainsi d'une autre manière que la FT doit avoir 4 pas de temps soit la durée du temps de montée des crues.

Nous aidant de cette conclusion, on va chercher maintenant s'il existe une FT courte unique qui serait représentative du bassin. Dans la partie qui suit on va s'efforcer d'explorer les solutions possibles pour une FT à quatre pas de temps en introduisant en tête d'algorithme des FT de forme différente.

### C Effet de la forme des fonctions de transfert

Nous allons maintenant observer le comportement des FT identifiées selon le type de fonction introduite en tête d'algorithme. On va pour cela considérer une gamme de fonctions de transfert tout à fait arbitraires en essayant de couvrir le plus largement possible les formes d'une FT à 4 coefficients. Les essais sont limités à 6 itérations, nombre au delà duquel il n'y a que peu de variation des FT identifiées. Le tableau III.1 montre les 6 FT utilisées pour ces essais.

Tableau III.1						
Fonctions de transfert imposées en tête d'algorithme						
	Coefficients des FT initiales				E <sub>Q</sub> sans lissage	E <sub>Q</sub> avec lissage
FT croissante	0.1	0.2	0.3	0.4	0.984	0.968
FT décroissante	0.4	0.3	0.2	0.1	0.999	0.927
FT convexe	0.2	0.3	0.3	0.2	0.988	0.993
FT concave	0.3	0.2	0.2	0.3	0.988	0.987
FT pic 2ème pas de temps	0.1	0.5	0.3	0.1	0.991	0.959
FT pic 3ème pas de temps	0.1	0.3	0.5	0.1	0.978	0.986
FT MNT	0.118	0.242	0.353	0.287	0.985	

Cet échantillon de FT proposées en première estimation au modèle sera appliqué dans deux cas de figure. Un échantillon sera utilisé sans appliquer de contraintes; l'autre subira la contrainte de lissage des lames efficaces à la 4ème itération.

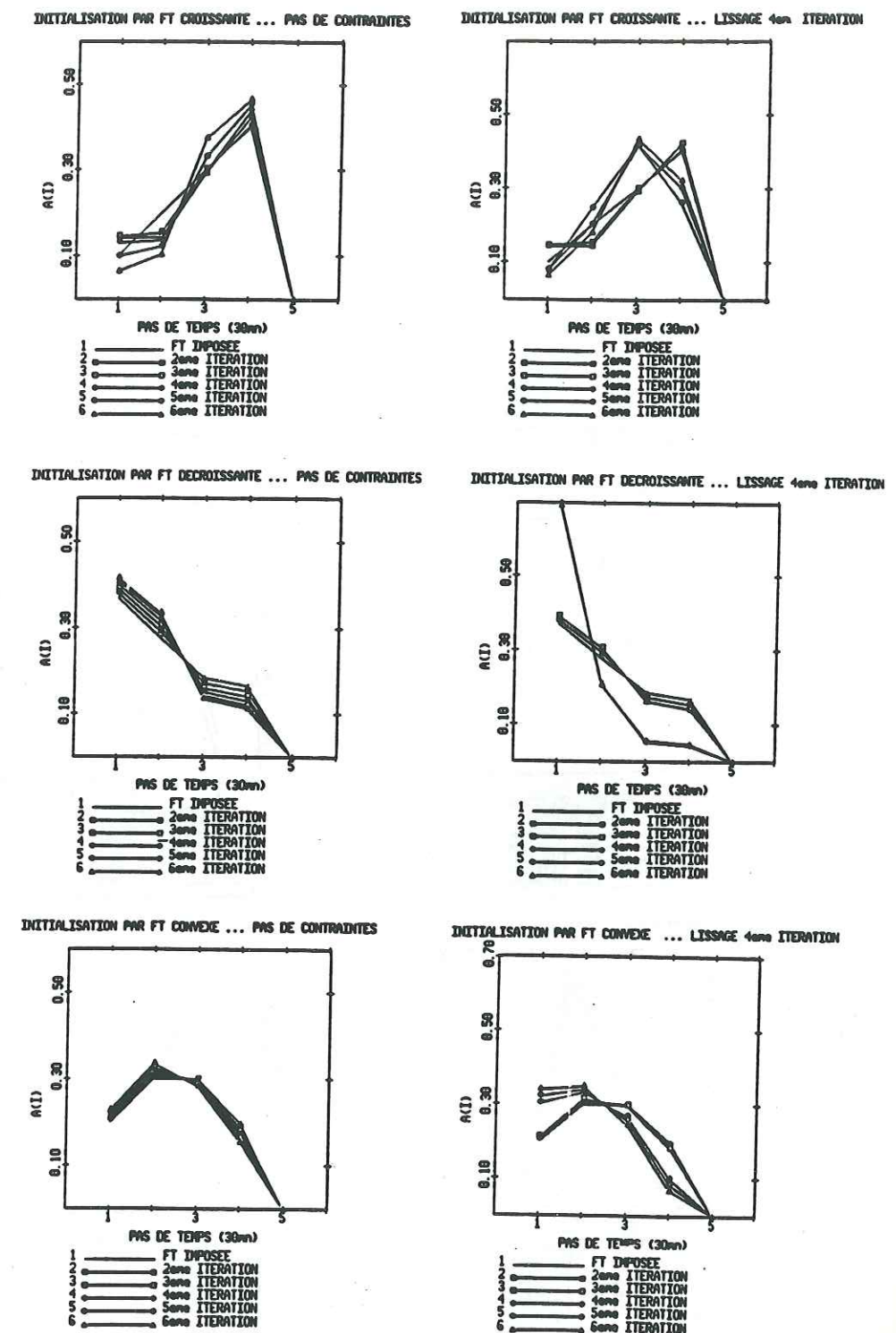


Fig. III.5 Fonctions de transfert identifiées  
A gauche FT sans contraintes, à droite FT avec contraintes.



Dans l'ensemble l'application de la contrainte de lissage introduit une dérive de la FT dans le sens d'un transfert plus rapide (Fig. III.5, durée plus courte de la FT, premiers pas de temps à valeur plus élevée). Les reconstitutions de débit n'en sont pas pour autant améliorées (Tab III.1): à deux exceptions près la contrainte dégrade plutôt les reconstitutions.

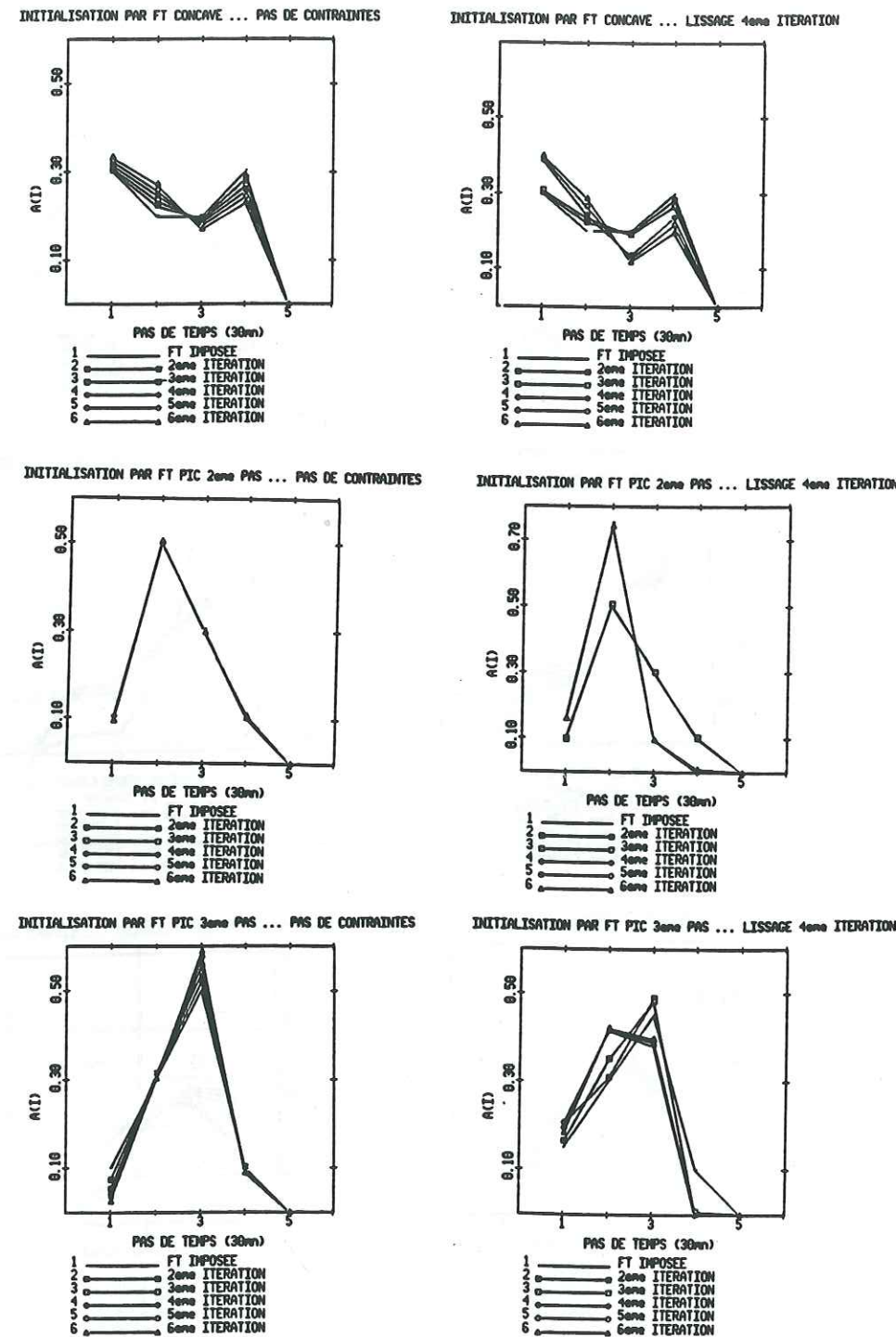


Fig. III.6 Fonctions de transfert identifiées  
A gauche FT sans contraintes, à droite FT avec contraintes

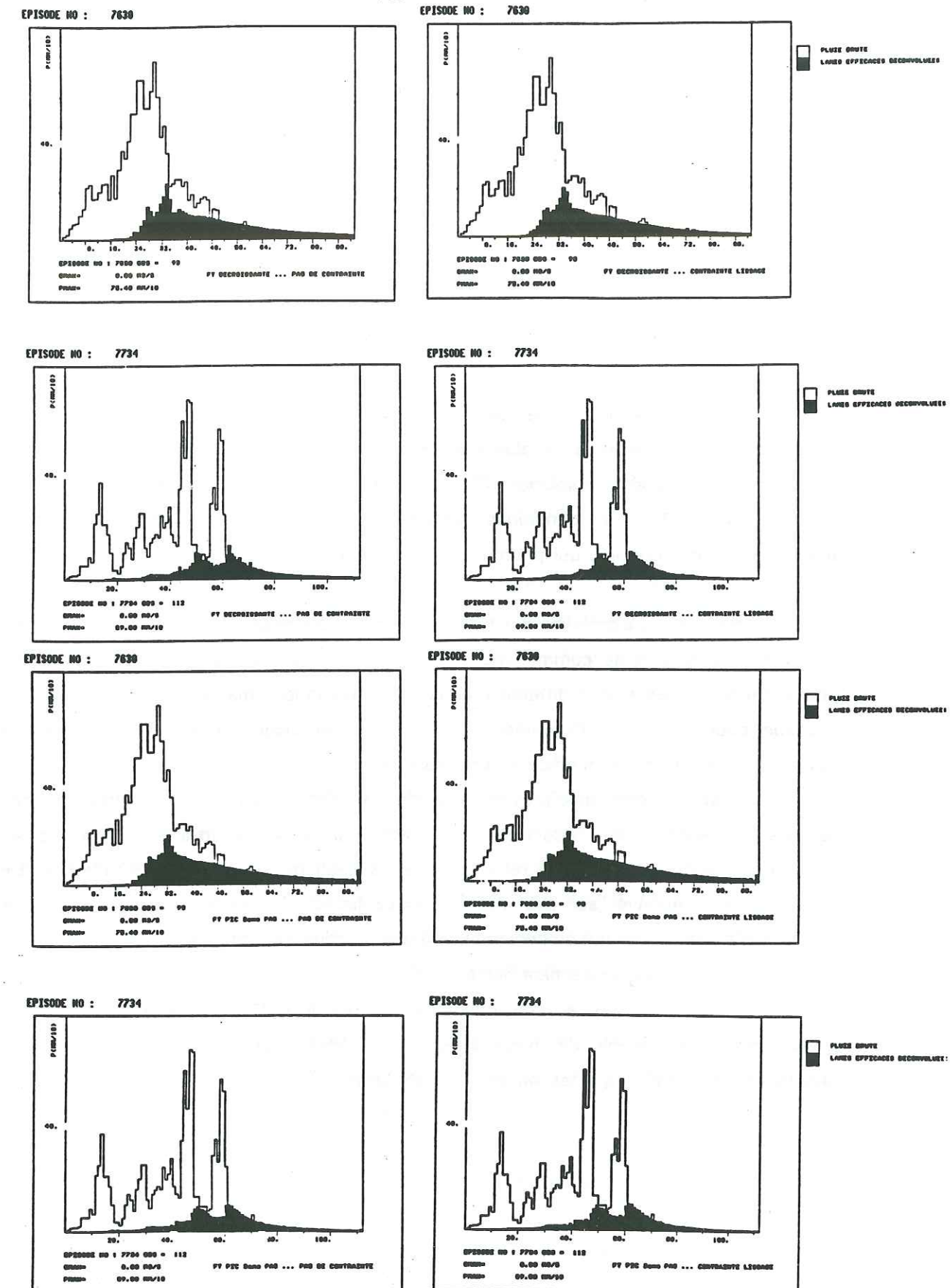


Fig. III.7 Lames efficaces déconvoluées.  
A gauche sans lissage, à droite lissage 4ème itération  
En haut FT décroissante, en bas FT pic 3ème pas.



L'examen comparatif des lames efficaces (ainsi que du critère S, Annexe III p 4 à 6) montre logiquement qu'on observe un gain en matière de stabilité. L'utilisation du lissage à la fin des itérations a dans l'ensemble un effet bénéfique mais pas toujours.

#### D Conclusions

La fonction de Transfert de type isochrone n'est pas très facile à identifier par une méthode numérique dérivée de la DPFT. On s'aperçoit qu'on peut modéliser de manière satisfaisante les crues avec des FT possédant des caractéristiques différentes (position du pic de la FT, amplitude variable). Dans chaque cas, l'algorithme est assez souple pour s'adapter à une nouvelle FT imposée et fournir des jeux de lames efficaces qui s'ajusteront pour très bien simuler les débits. L'algorithme itératif et alterné parvient dans tous les cas à identifier FT et jeu de lames efficaces mais le couple de solution (FT, LE) fluctue sans qu'on puisse mettre en évidence une solution unique. Dans ces conditions quels seront les critères, exceptés ceux fondés sur la qualité des reconstitutions, qui pourraient nous guider afin d'identifier la véritable FT isochrone du bassin?

Assurément, l'algorithme est trop souple et s'accommode de n'importe quelle FT qu'on lui soumet. Il fonctionne comme une méthode numérique qui donne un résultat quelconque pourvu qu'on l'initialise. A la différence de la DPFT classique, il manque des degrés de liberté au système pour permettre d'identifier des fonctions hydrologiques telles que la fonction de transfert courte et les lames efficaces correspondantes.

A ce sujet la différence provient aussi de l'initialisation. La DPFT est initialisée d'habitude par une grandeur physique observée: la pluie. Même si on peut émettre des réserves quant à la précision de son enregistrement (et des séries de débit qu'on cherche à simuler), la DPFT a l'avantage de s'appuyer sur des mesures assez fiables. La méthode que l'on propose, au contraire n'a pas cet atout. La connaissance d'une fonction isochrone même calculée par MNT ne constitue pas une donnée vraiment fiable.

Il reste à savoir si, en conservant l'algorithme de la DPFT (avec l'initialisation par les pluies) on est susceptible de mieux faire pour l'identification simultanée d'une fonction de transfert isochrone ainsi que les jeux de lames efficaces.

### III.4 APPLICATION DE LA DPFT

La procédure de la DPFT impose en première approximation des pluies efficaces égales aux pluies brutes. Cette initialisation de l'algorithme, si elle est valable dans le contexte de l'H.U. où les PE résultent de l'abattement des PB, ne peut pas être appliquée dans notre cas. On est en effet obligé d'introduire en tête d'algorithme des séries de "pluies" aussi longues que possible afin de déconvoluer des lames efficaces le plus loin possible dans l'épisode.

De nombreuses solutions sont possibles (imposer une intensité exponentiellement décroissante sur la durée de la crue, prolonger les pluies réelles par une intensité constante, etc...). Nous en proposerons ici deux.

#### III.4.1 INITIALISATION DE L'ALGORITHME PAR DES PLUIES A STRUCTURE EXPONENTIELLEMENT DECROISSANTE - BASSIN DE POLAKA

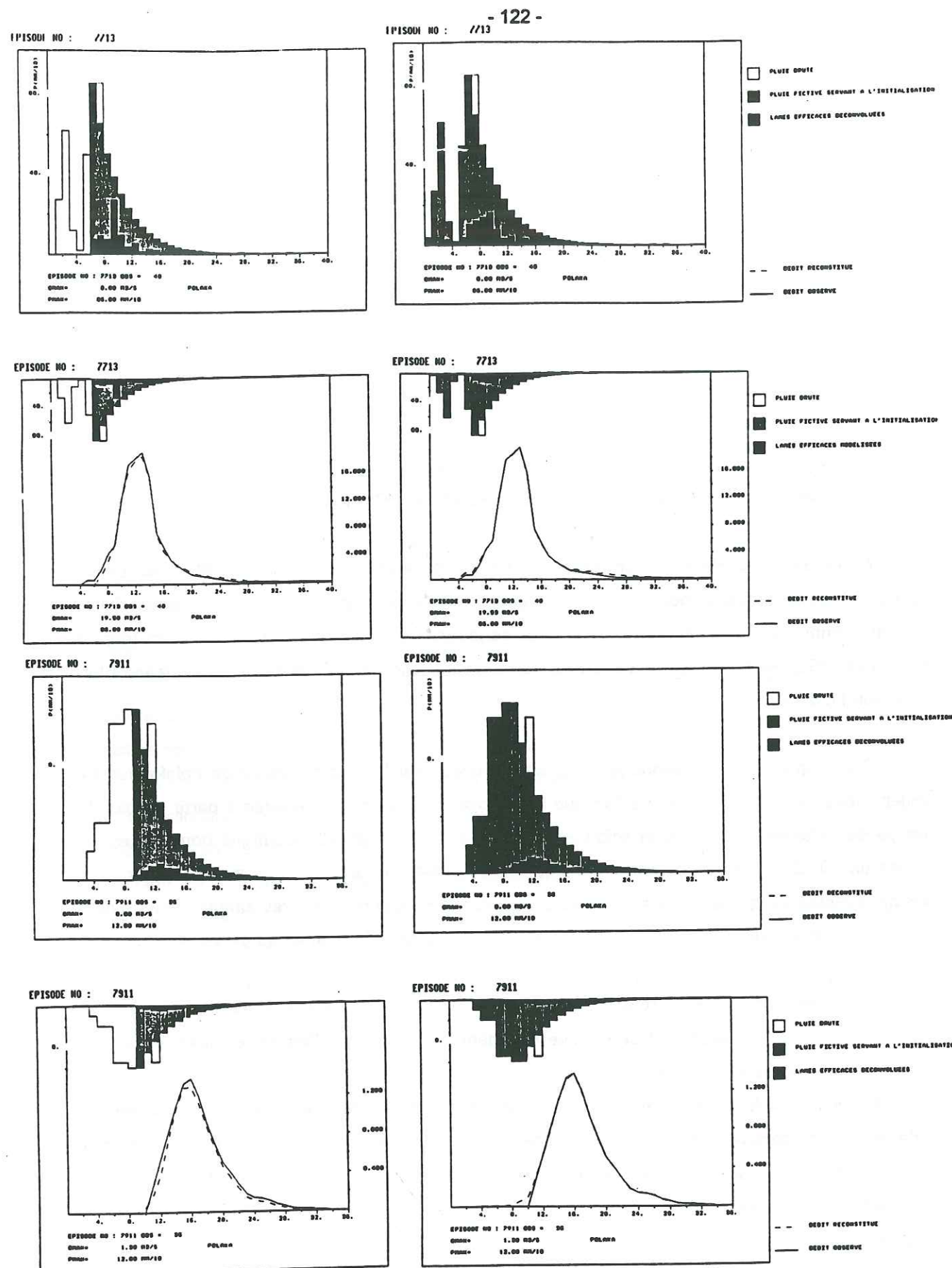
Nous avons préféré en un premier temps conserver la structure réelle des pluies enregistrées sur lesquelles nous avons greffé une structure exponentiellement décroissante. Cette structure imposée a priori en initialisation nous permettra de raccourcir la FT identifiée en forçant les lames efficaces à prendre une décroissance exponentielle (ce qui caractérise la vidange d'un réservoir linéaire).

1 C'est ainsi que nous avons appliqué cette version sur le bassin versant de Polaka sur 47 crues. Nous avons volontairement fixé que la décroissance des pluies se ferait à partir du pas de temps de l'intensité maximum et selon une décroissance exponentielle identique pour toutes les pluies ( $\alpha=0.227$ ), calculée à partir des courbes de récessions de crue. Ce mode de calcul se justifie spécialement pour Polaka où la structure des précipitations est très simple. Nous avons imposé une longueur d'identification de 5 pas de temps (temps de montée au pic de la FT).

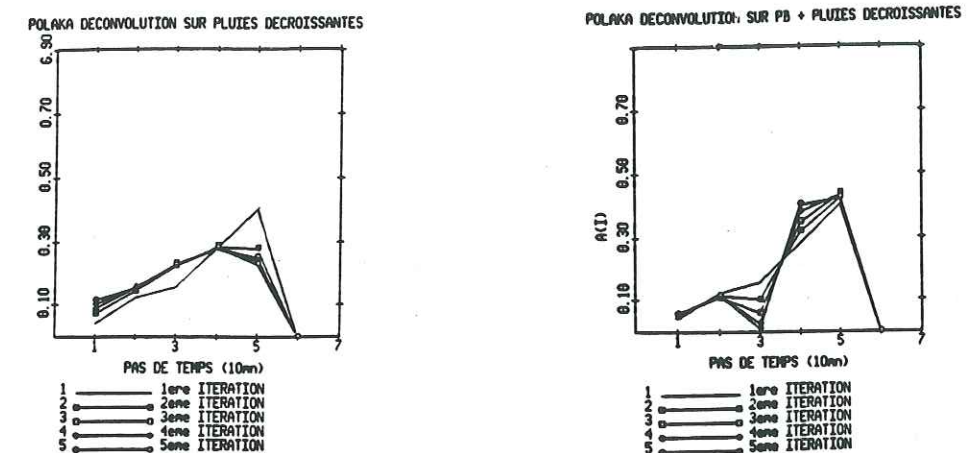
Deux sortes de pluies introduites en initialisation d'algorithme ont été testées. La première série comporte uniquement la décroissance exponentielle à partir de l'intensité maximum tandis que la seconde conserve les pluies précédentes.

Cette façon de générer des pluies d'initialisation est, répétons-le, spécifique à ce bassin sahélien où l'intensité maximum précède toujours de plusieurs pas le pic de crue. Le fait d'éliminer les pluies brutes précédant l'intensité maximum ne permet pas de gagner des degrés de liberté mais concentre la période de déconvolution pendant le moment où le ruissellement est le plus important.





La figure III.8 montre deux crues modélisées par ces deux types de méthode. Si au niveau des critères de reconstitution (efficacité de 0.970 contre 0.968), on n'observe pas vraiment de différences significatives, les fonctions de transfert identifiées en cinq itérations sont assez différentes. Lorsque la déconvolution s'effectue uniquement à partir des pluies décroissantes, on obtient une convergence plus rapide ainsi qu'une FT assez "ronde". Par contre en utilisant les pluies qui précèdent le maximum d'intensité, on constate assez nettement que la FT a une amplitude plus élevée dans ses derniers pas de temps et qu'au contraire les trois premiers sont inférieurs à 0.1 (Fig. III.9).

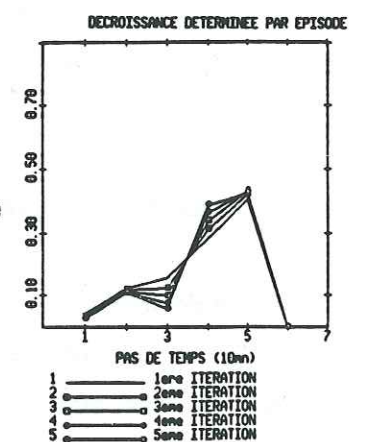


Cette évolution de la forme de la FT s'accompagne pour les LE d'un décalage des maxima (épisode 7911) d'environ un pas de temps par rapport à l'autre méthode. La déconvolution en conservant les pluies d'avant le maximum autorise une plus grande liberté et le positionnement des maximum des LE est à environ cinq pas de temps avant le pic de crue. En outre les LE semblent moins instables.

2 D'autre part, on a procédé à un essai où les décroissances des pluies introduites en initialisation étaient ajustées crue par crue.

On espère ainsi influencer les LE afin de mieux suivre les épisodes de crue. Cet essai a permis d'améliorer les reconstitutions de certaines crues notamment lorsque les décroissances étaient trop rapides (Fig. III.11). En effet, certaines pluies voyaient leurs valeurs s'annuler trop rapidement ce qui entraînait des déficits (épisode 8001). Cette modification permet d'améliorer les

reconstitutions de débit (efficacité de 0.966 contre 0.947 Annexe III p 2). La forme de la fonction de transfert n'est, elle, pas très différente (Fig. III.10)





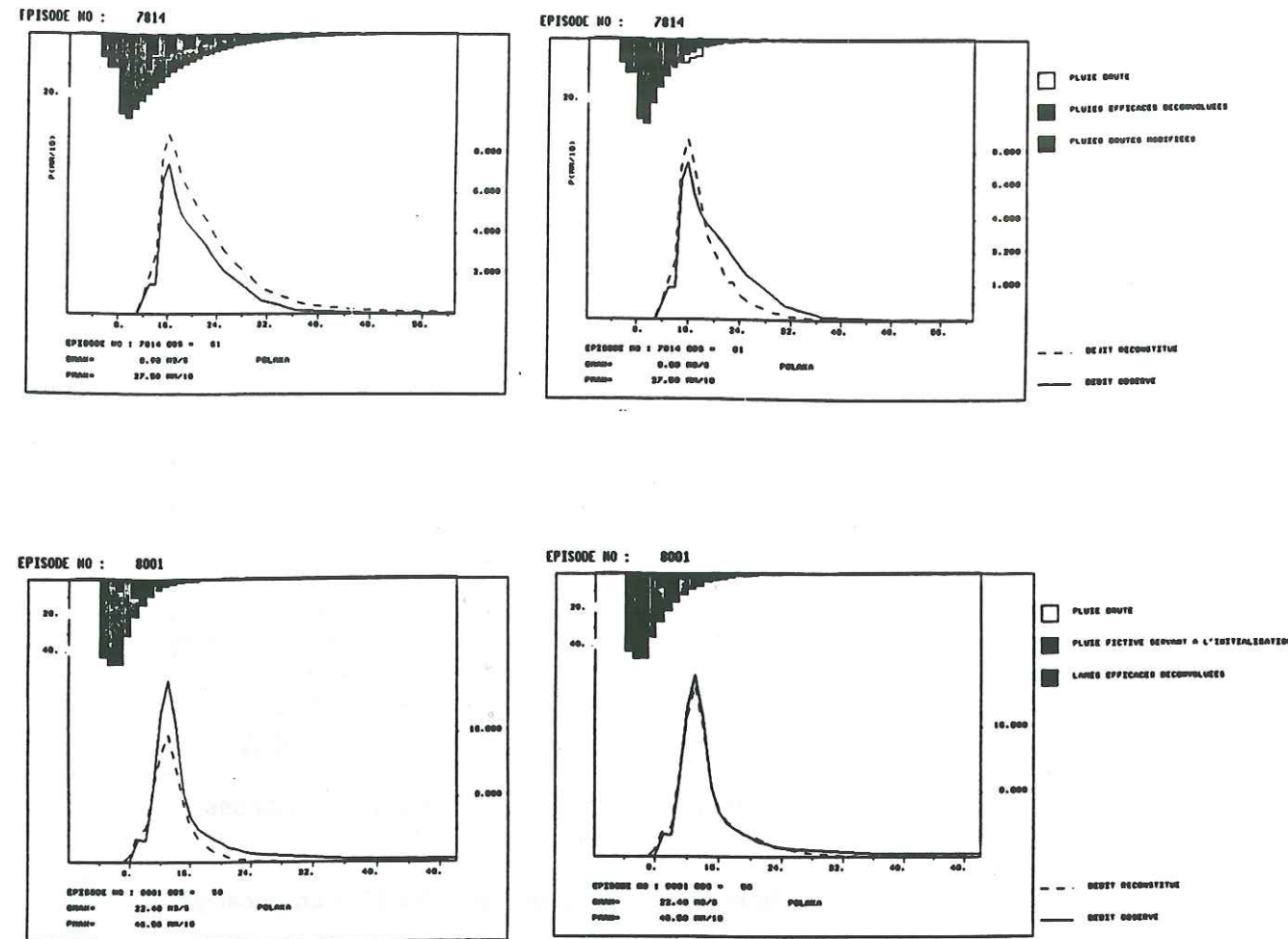


Fig. III.11 Différence de reconstitution  
Décroissance des pluies avec un coefficient moyen (à gauche)  
et avec un coefficient ajusté par épisode (à droite)

### 3 Etude de sensibilité sur la position de la pluie maximale introduite en initialisation

La décroissance exponentielle a été introduite arbitrairement à partir de l'intensité maximale des pluies brutes observées. On analyse maintenant quelle est la sensibilité du résultat - de la fonction de transfert - à la position de la pluies maximale introduite en initialisation.

Ainsi, on va proposer quatre situations où l'intensité maximum de la pluie introduite en initialisation sera décalée arbitrairement de 4, 5, 6 ou 7 pas de temps par rapport au débit maximum. Les décroissances des pluies seront, elles, ajustées épisode par épisode.

Les quatre types d'initialisation sont présentées pour deux crues figure III.13.

L'évolution des fonctions de transfert pour ces quatre types d'initialisation est assez sensible (Fig. III.12). Pour un décalage de la décroissance des pluies de quatre pas de temps, la FT identifiée a ses deux premiers pas de temps proches de zéro tandis que les trois suivant s'élèvent progressivement. Avec un décalage de cinq pas de temps, on assiste à une augmentation de la valeur de ces premiers pas de temps ainsi qu'à un "tassement" du pic de la FT. Cette tendance se confirme tout à fait dans les deux dernières fonctions de transfert où l'on observe une diminution des coefficients de la FT.

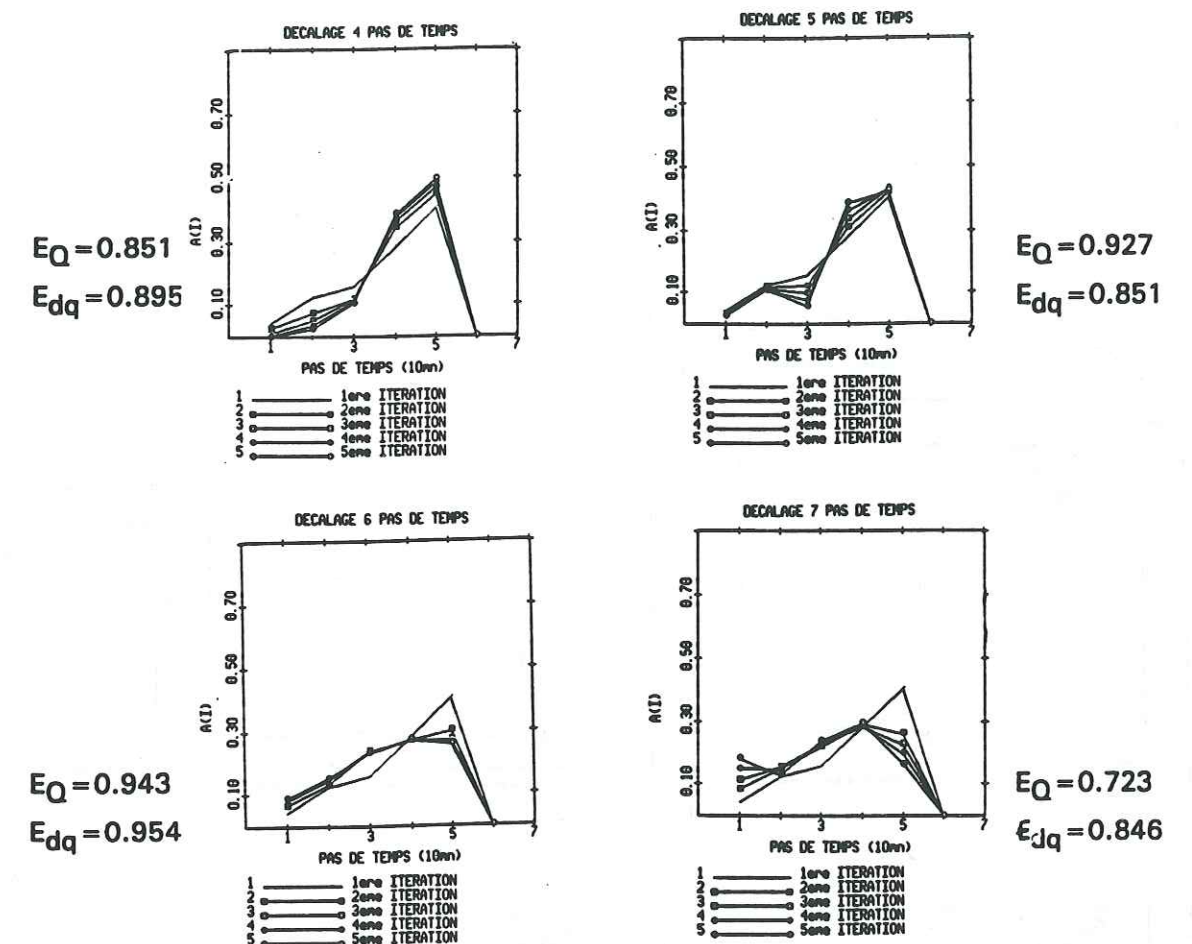


Fig. III.12 Evolution des fonctions de transfert  
pour les quatre types de déconvolution

Cette tendance au tassement des FT se traduit bien évidemment sur les lames efficaces. L'épisode 8001 est particulièrement significatif. La diminution d'amplitude des FT a pour conséquence une augmentation des intensités des LE. Pourtant cette variation d'intensité ne s'accompagne pas d'un décalage des LE. Dans tous les cas, le maximum de lame efficace apparaît deux pas de temps avant le pic de débit pour l'épisode 8001.



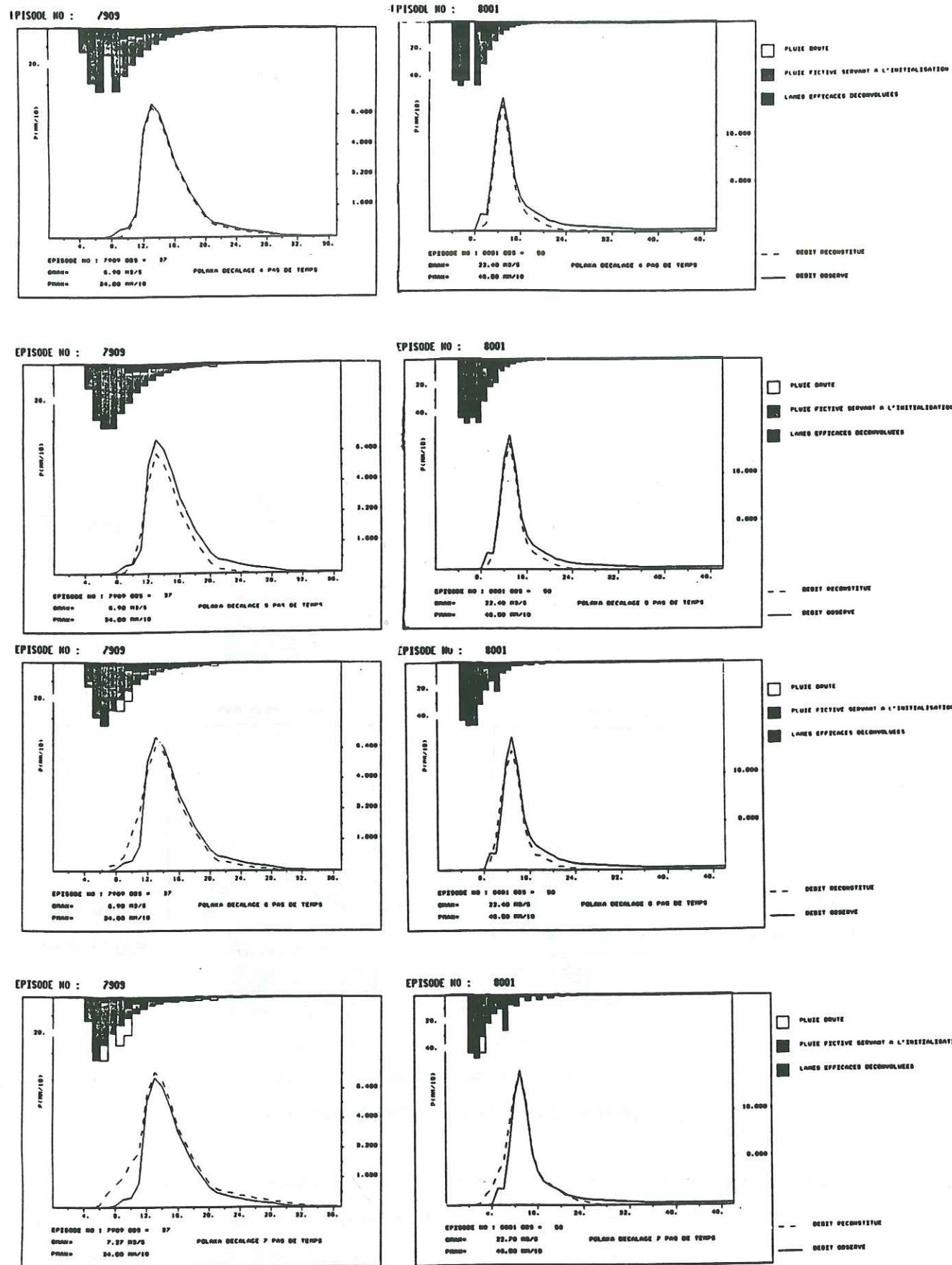


Fig. III.13 Comparaison des reconstitutions pour deux crues (à droite et à gauche)  
pour les quatre types de modélisation des pluies  
(décalage de 4 pas de temps en haut jusqu'à 7 en bas)

Les différences entre les essais ne portent que sur les parties avant et après le pic et ont pour effet de corriger plus ou moins les reconstitutions de débit. Il faut remarquer que la FT identifiée avec un décalage de 5 pas de temps est presque la même que celle identifiée précédemment (III.3). Pourtant cet essai n'est pas celui qui reconstitue le mieux les crues ( $E_Q=0.927$  contre  $E_Q=0.943$  pour un décalage de 6 pas de temps).

4 En conclusion, on peut penser que cette technique est plutôt adaptée à des structures de pluie très simples mais assez difficile à étendre dans le cadre d'épisodes pluvieux de plus longue durée générant des hydrogrammes plus complexes. Pourtant, bien que le système de déconvolution n'ait que peu de degrés de liberté, la déconvolution des LE est cependant possible. Ceci montre la grande souplesse de la méthode des moindres carrés à s'adapter à des systèmes mal conditionnés: ainsi toutes les lames efficaces associées à ces FT ont des caractéristiques communes (la position des maximum d'intensité varie peu quelle que soit la FT d'initialisation, ceci étant vraisemblablement lié la structure des PB). Malheureusement, selon le type de pluie qu'on introduit en début d'algorithme, on est en mesure d'identifier plusieurs types de FT sans qu'on puisse, en dehors de critères de reconstitution, déterminer laquelle est la plus vraisemblable.



### III.4.2 REMPLACEMENT DES PLUIES NULLES PAR DES PLUIES D'INTENSITE CONSTANTE - BASSIN DU REAL COLLOBRIER

Si l'initialisation de l'algorithme telle qu'on l'a pratiqué sur Polaka donne des résultats acceptables, on ne peut que difficilement l'appliquer sur le Réal Collobrier. La longueur et la complexité des pluies nécessite d'avoir recours à une autre méthode d'initialisation. Nous allons ici utiliser une autre méthode qui consiste à "remplir" les périodes où les précipitations sont absentes que ce soit à l'intérieur d'un événement (pour des épisodes complexes) ou à la fin des épisodes pluvieux, par des intensités de pluies fictives de  $10^{-1}$  mm et à autoriser les lames efficaces à dépasser ces pluies fictives.

Hésitant sur le nombre de pas de temps à donner à la FT, on a réalisé deux essais avec 4 et 5 pas de temps. On procédera également à un essai comparatif sur le mode de déconvolution en employant les moindres carrés et la Programmation Linéaire.

1 Il apparaît que la DPFT est capable d'identifier une fonction de transfert ainsi que des lames efficaces répondant à nos attentes. Son application n'est pas sans poser quelques problèmes. Le fait de disposer d'une FT n'ayant que quelques pas de temps augmente l'importance de chacun des coefficients qui composent la FT. En particulier l'identification d'un coefficient négatif (ramené à zéro par les contraintes) rend impossible la résolution du système de déconvolution. L'existence d'un coefficient négatif au premier pas de temps dès la première itération nous a obligé à introduire un fort coefficient de Ridge (0.5) dans le système d'identification de la FT pour corriger cet effet.

Sur la figure III.14, sont présentées les FT pour les deux longueurs proposées. On note l'effet important de la Ridge Regression imposée dans la phase d'identification (FT à 5 pas de temps). Ce coefficient introduit un biais important dans la première estimation de la FT. On

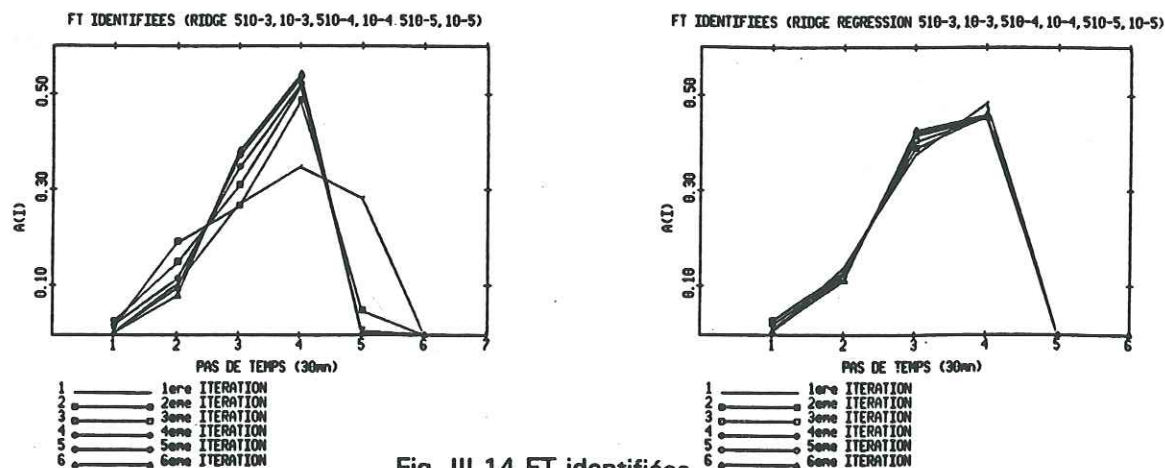


Fig. III.14 FT identifiées

A droite FT avec 4 pas de temps A gauche FT avec 5 pas de temps.

s'aperçoit que le cinquième coefficient de la première FT a, dès la 3ème itération, une valeur pratiquement nulle. Il semblerait donc qu'il faille choisir une longueur égale au temps de montée de la fonction de transfert HU (quatre pas de temps). Les critères de qualité de ces deux essais sont consignés à l'annexe III. Les deux FT identifiées ont leur maximum situé au dernier pas de temps.

Ces caractéristiques ne sont pas sans évoquer celles de la fonction de transfert type HU dans ses premiers pas de temps (Fig. III.15). On a figuré sur le même schéma la fonction de transfert courte identifiée par DPFT et les quatre premiers pas de temps de la FTHU (Cf fig. II.9). A l'échelle près, on peut remarquer que les deux FT possèdent pratiquement les mêmes caractéristiques. Le premier pas de temps est proche de zéro. Partant de la même valeur, les quatre coefficients ont ensuite le même type de croissance avec un point d'inflexion entre le 2ème et le 3ème pas.

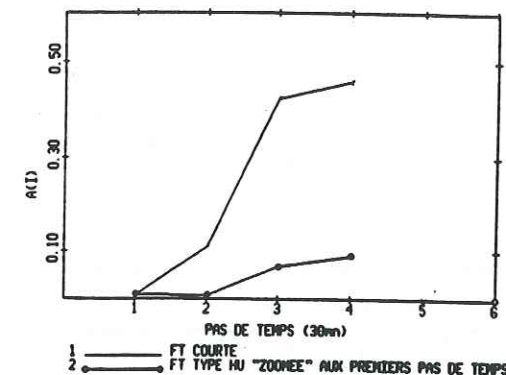


Fig. III.15 Comparaison de la FT courte et des premiers pas de temps de la FT de type HU

En revanche la comparaison avec la FT isochrone (III.3.2.A) fait apparaître qu'ici le maximum de la FT est situé au 3ème et 4ème pas, alors qu'on avait identifié une FT centré sur les premiers pas de temps, dans l'approche par la FT évaluée par MNT.

Il est curieux de retrouver ainsi pratiquement les mêmes tendances par les deux approches. S'agit-il d'une caractéristique physique du bassin ainsi mis en évidence ou bien s'agit-il d'un effet numérique fortuit?

L'examen des lames efficaces (Fig. III.16) montre qu'une déconvolution par la méthode directe pose quelques problèmes en fin d'épisode. Les derniers pas de temps présentent systématiquement des instabilités avec une forte valeur au dernier pas de temps. Ces problèmes numériques résultent de l'indétermination du système sur les derniers pas de temps et sont sans influence: les débits reconstitués sont tout à fait bien suivis en fin d'épisode (Fig. III.17). Ceci est un des principaux avantages de la méthode puisque les débits reconstitués ne présentent plus de problèmes de déficit en décrue. Les simulations des débits sont presque parfaites ( $E_Q = 0.984$ ,  $E_{dq} = 0.990$ , Annexe III).



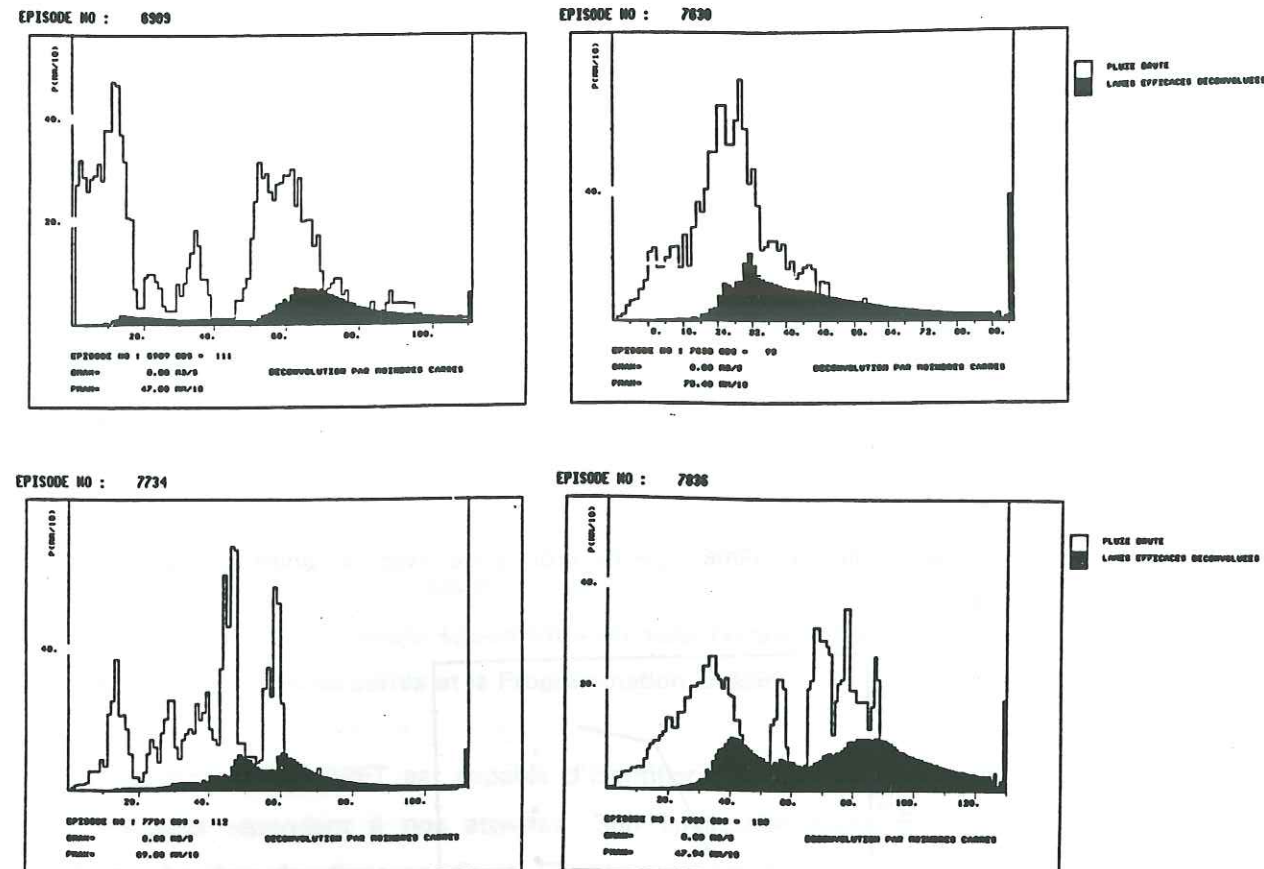


Fig. III.16 Lames efficaces déconvoluées par la méthode directe (FT à 4 coefficients).

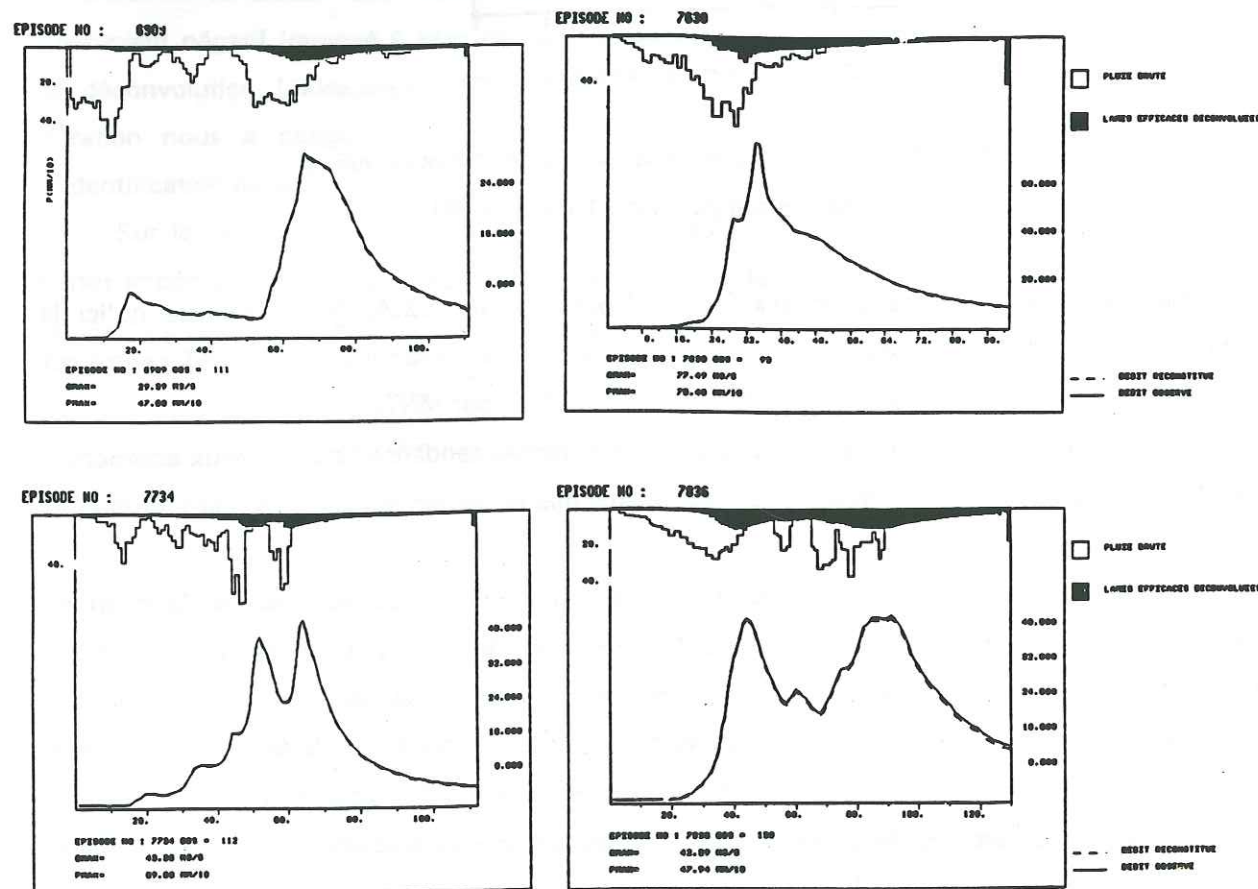


Fig. III.17 Reconstitution de crues avec la FT courte (4 coefficients)

2 L'essai où la déconvolution a été effectuée par Programmation Linéaire (Version minimad) donne en général des LE légèrement plus instables, notamment en fin d'épisode (Fig. III.18 à comparer avec III.16). Pourtant, mises à part ces instabilités, les lames efficaces déconvoluées sont très proches de celles déconvoluées par la méthode directe. Du point de vue de la forme, ces LE ne diffèrent pas considérablement même si les FT qui leur sont associées sont dissemblables. Apparemment on peut simuler des débits avec des FT différentes sans que les LE correspondantes soient tellement différentes: les maxima des lames efficaces se déplacent selon le type de FT qu'on utilise.

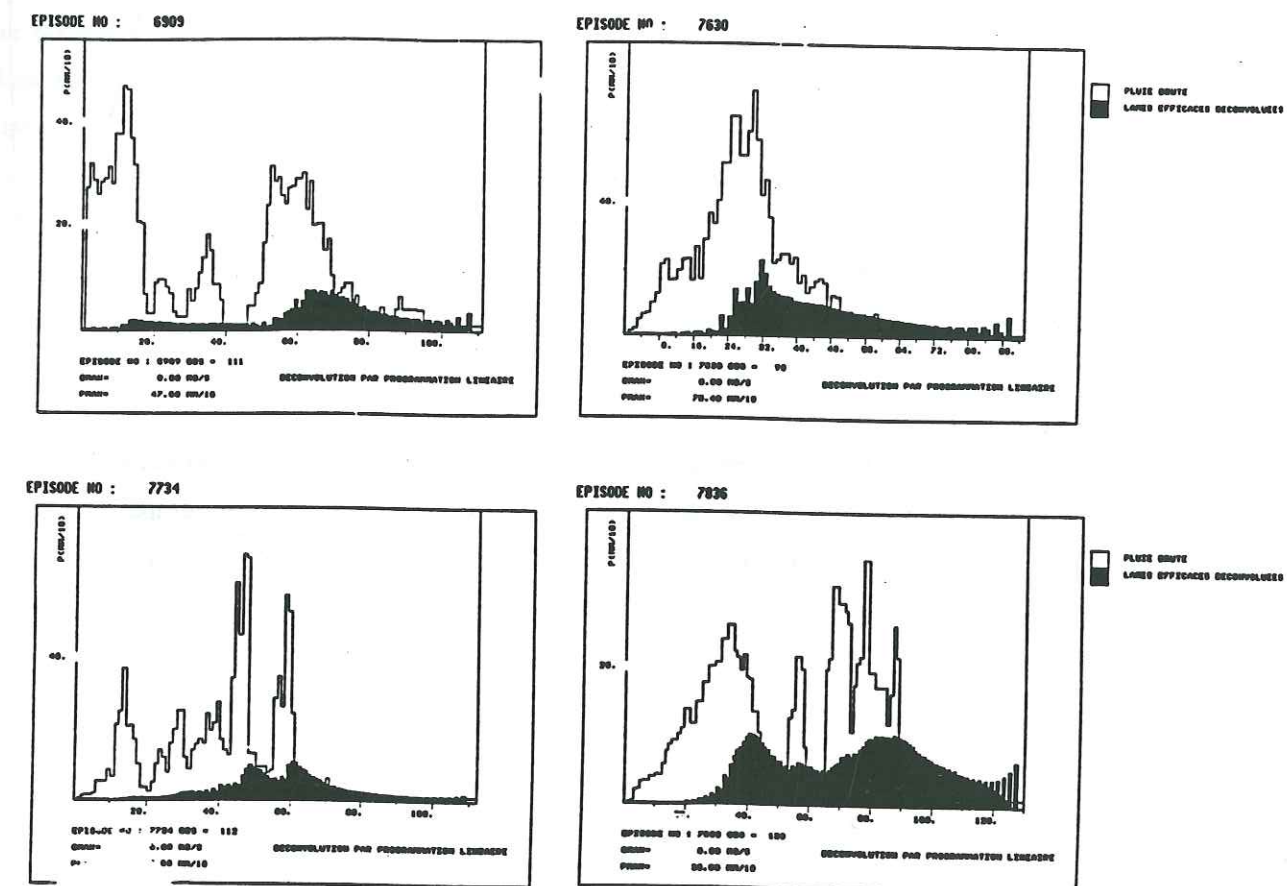


Fig. III.18 Lames efficaces déconvoluées par Programmation Linéaire (FT à 4 coefficients).

La FT la plus courte donne de meilleures reconstitutions ( $E_Q=0.934$ ,  $E_{dq}=0.936$ , Annexe III) mais ne parvient pas à être aussi performante qu'avec la déconvolution par méthode directe ( $E_Q=0.984$ ). Cette FT à quatre pas de temps n'a pas eu besoin de Ridge Regression pour estimer la première FT. Il en résulte que l'on n'observe plus la même dérive entre la 1ère et la 2ème FT identifiée. Il n'y a d'ailleurs que peu de différence entre la 1ère et la dernière FT estimée. la 1ère FT a un maximum beaucoup plus élevé: le coefficient de Ridge déforme



beaucoup la FT en l'"aplatissant". Les FT identifiées par cette technique ont des allures très proches de celles identifiées avec les moindres carrés.

D'après les essais effectués sur ce bassin, on peut dire qu'on est en mesure de calculer des lames efficaces positives sur les épisodes même si dans les exemples présentés elles ont quelques problèmes d'instabilité en fin d'épisode.

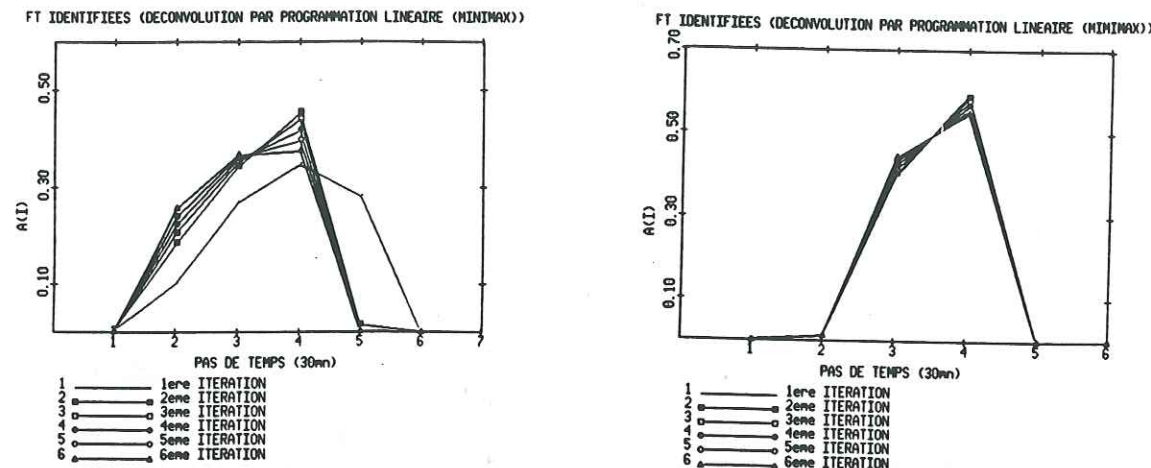


Fig. III.19 FT identifiées par une déconvolution par Programmation linéaire

A gauche FT avec 5 pas de temps A droite FT avec 4 pas de temps.

### III.4.3 CONCLUSION

Même si la DPFT "classique" est capable d'identifier une fonction de transfert courte et un jeu de lames efficaces adéquat, on peut se poser la question de la validité des résultats obtenus.

La méthode utilisée sur Polaka est assez peu transposable à d'autres bassins. Selon la version employée, on est en mesure d'identifier des FT très diverses sans qu'on sache quelle est celle qu'il faut retenir. Sur le Réal, la nécessité d'appliquer un fort coefficient de Ridge, pour la première estimation de la FT, a pour effet d'introduire un biais sur l'estimation de la première FT. Il en résulte qu'on est capable de fournir une FT et un jeu de lames efficaces sans qu'on puisse affirmer qu'on a identifié la fonction de transfert vraiment représentative du bassin. Quoiqu'il en soit, dans les deux cas, la forme des FT n'a que peu d'influence sur les LE estimées.

Une autre critique est à faire au sujet de ces FT identifiées. Selon le mode de calcul de déconvolution, le premier pas de temps ou le 2ème (pour la programmation linéaire) est proche de zéro. Si l'on se réfère à la structure du modèle où le transfert devrait s'interpréter plutôt par des isochrones, ce type de fonction de transfert est difficilement explicable physiquement. Même si l'on parvient à identifier sur tous les exemples présentés des FT dont les caractéristiques sont semblables (premiers pas de temps nuls, maximum à quatre pas de temps soit le temps de montée du bassin), cette fonction de transfert ne semble avoir de réalité que numérique. En effet si l'on suppose que dans la partie basse du bassin, plus plate, le transfert est plus lent, on peut difficilement admettre que seulement 0.67 % de surface du bassin situés près de l'exutoire (premier coefficient de la FT, soit  $0.5 \text{ km}^2$ ) transfèrent les volumes produits en 30 minutes. Au point de vue d'une conception de transfert par isochrone, les FT identifiées n'ont guère de sens.



### III.5 CONCLUSION SUR L'IDENTIFICATION D'UNE FT COURTE

On a présenté deux méthodes dérivées de l'algorithme de la DPFT qui cherchaient toutes les deux à identifier une FT courte. L'application d'un algorithme itératif et alterné fournissant une estimation de la FT a permis de confirmer et d'infirmer deux hypothèses que nous avons soumises. En premier, la longueur optimale d'une fonction de transfert courte semble liée à une grandeur bien définie: c'est le nombre de pas de temps correspondant au temps de montée de l'Hydrogramme Unitaire. Deuxièmement, on ne peut pas vraiment dire que l'on a pu identifier une fonction de type isochrone unique. L'étude en initialisant l'algorithme par une FT calculée par MNT identifie une fonction de transfert isochrone assez différente des essais suivants. Il est difficile de savoir s'il existe une relation de la FT avec les surfaces topographiques. Il semblerait que le transfert ne joue le rôle que d'un délai entre les volumes produits et le débit. Il faudrait peut-être alors parler de fonction-délai ou de fonction-retard.

Dans la première version (III.3.2) où l'on initialise l'algorithme par une première estimation de FT, la forme des fonctions de transfert identifiées est très variable (avec peut-être une majorité de FT où le maximum est situé dans les premiers pas de temps). La fonction de transfert finale dépend de la fonction de transfert qu'on a introduit en tête d'algorithme.

Par opposition, dans l'étude réalisée à la fois sur les données de Polaka et du Réal Collobrier, où l'on conserve la structure de l'algorithme de la DPFT (III.4), il semble qu'il y ait pu fournir des fonctions de transfert qui, pour chaque bassin et version testé, ont toutes des points communs. On identifie en effet plutôt des FT dont les maxima se situent aux derniers pas de temps.

Quoiqu'il en soit cette étude a montré que quelle que soit la FT utilisée, les lames efficaces ont des caractéristiques assez semblables. Ces lames efficaces nous serviront dans la partie développée au chapitre V: le calage d'une fonction de production.

## CHAPITRE IV

### PRESENTATION D'UN MODELE A RESERVOIR AVEC FONCTION DE TRANSFERT COURTE

<b>IV.1 Présentation d'un modèle pluie-débit de type réservoir avec fonction de transfert courte</b>	<b>p. 135</b>
<b>IV.1.1 Présentation du modèle STORHY</b>	<b>p. 136</b>
A Principes de base	p. 137
B Génération des écoulements à l'échelle de la parcelle	p. 137
C Transfert dans le réseau hydrographique	p. 140
D Construction des hydrogrammes	p. 142
E Modèle distribué	p. 144
F Ecriture matricielle des hypothèses du modèle global	p. 146
<b>IV.1.2 Propriétés des lames efficaces</b>	<b>p. 148</b>
A Relation entre pluie brute et lames efficaces	p. 148
B Analyse de la signification des paramètres du modèle et de leur sensibilité	p. 150
<b>IV.2 Analyse de la compatibilité du modèle aux données du Réal Collobrier</b>	<b>p. 153</b>
<b>IV.3 Conclusions</b>	<b>p. 156</b>



#### IV.1 PRESENTATION D'UN MODELE A RESERVOIR AVEC FONCTION DE TRANSFERT DE TYPE ISOCHRONE

La fonction de transfert "courte" d'un bassin versant bien qu'imparfaitement identifiée permet de déconvoluer des lames efficaces dont la structure s'avère relativement robuste comme on a pu le voir. L'objet du présent chapitre est de présenter les principes d'un modèle susceptible de transformer les pluies brutes parvenant sur le bassin en lames efficaces compatibles avec les précédentes.

Ce modèle s'inscrit dans la filiation des modèles pluie-débit globaux qui décomposent les processus complexes de transformation de la pluie en débit en sous-modèles plus facilement appréhendables et étudiables.

La figure IV.1 représente schématiquement la structure de la relation pluie-débit correspondant à l'approche faite par les modèles de type Hydrogramme Unitaire qui suppose que la production est instantanée, la relation pluie-brute-pluie efficace étant non linéaire tandis que le transfert est supposé linéaire (relation pluie efficace-débit linéaire).

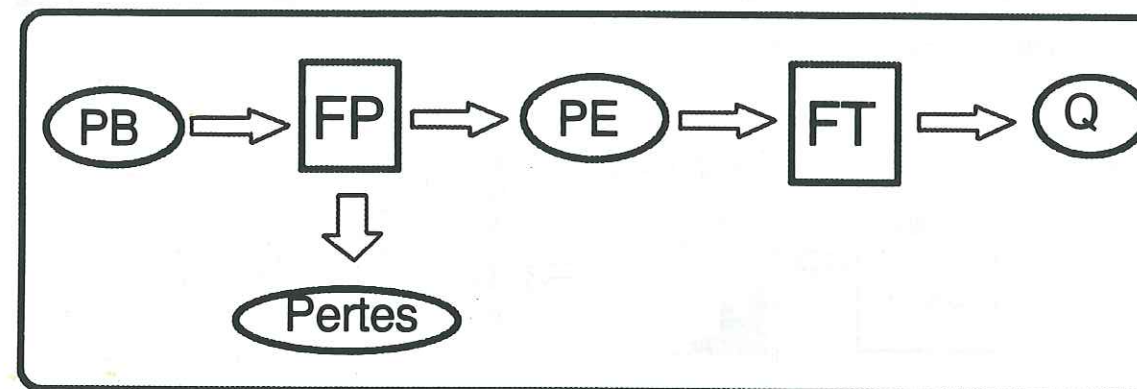


Fig. IV.1 Représentation schématique de la relation pluie-débit

Une pluie  $PB(t)$  supposée moyenne sur le bassin, généralement appelée Pluie Brute, est transformée en "Pluie Efficace"  $PE(t)$  après prélèvement des pertes  $PR(t)$  sur la Pluie Brute (infiltration, évaporation). Une fonction dite de production est chargée d'assurer le passage de la Pluie Brute à la Pluie Efficace qui n'est autre que la fraction de Pluie Brute active générant l'hydrogramme de débit à l'exutoire du bassin. Le débit de ruissellement direct  $Q(t)$  est issu de ces Pluies Efficaces au moyen d'un sous modèle dit de transfert qui distribue dans le temps les Pluies Efficaces estimées à chaque pas de temps.



#### IV.1.1 PRESENTATION DU MODELE STORHY

Dans cette partie, nous cherchons à construire un modèle, décomposé également en une phase de production et d'une phase de transfert, susceptible de rendre mieux compte de l'hétérogénéité des crues en particulier au moment de leurs décrues. Pour y parvenir on va supposer que la production sera responsable des récessions de crue, le transfert ne faisant qu'introduire un retard entre les volumes produits localement et le débit à l'exutoire. A l'origine, la structure de ce modèle a été proposé par J.M. Grésillon (1981). Des modélisations d'un principe voisin ont été présentées auparavant par Doodge, Diskin et al. 1977.

##### A Principes de base

Dans l'approche du type hydrogramme unitaire, on considère qu'une pluie d'intensité  $i$  supposée uniforme sur le bassin subit une atténuation instantanée par passage au travers d'une fonction d'abattement (ou fonction de production (Fig. IV.2)). Ensuite, les pluies efficaces résultant de la transformation des pluies brutes sont distribuées dans le temps au moyen d'une fonction de transfert pour donner à l'exutoire le débit d'écoulement.

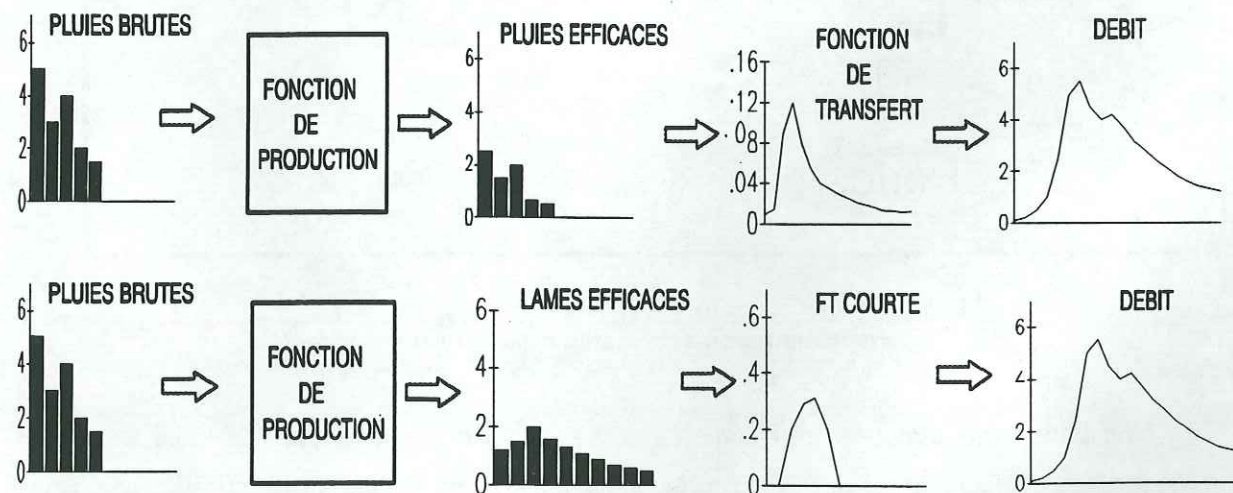


Fig IV.2 Différence de structure entre la fonction de production des modèles de type hydrogramme unitaire et celle du modèle de type stockage proposé

Dans notre approche, par contre, on se propose de considérer que la pluie brute tombant sur le bassin est stockée (dans le sol? sur le sol?) puis est restituée au réseau hydrographique selon une loi propre à chaque versant. Ainsi une pluie brute unitaire engendre alors une série de "lames efficaces" se poursuivant au delà de la pluie sous la forme d'une vidange de réservoir (Fig IV.2). Pour marquer le décalage temporel entre la pluie brute et sa partie active restituée par la

suite, on nomme lames efficaces les volumes exprimés en hauteur d'eau, générés par le réservoir à chaque pas de temps (Cf Chap. III).

Voyons maintenant ces hypothèses un peu plus en détail.

##### B Génération des écoulement à l'échelle du versant

On considère qu'un bassin versant peut être décomposé en une somme de parcelles élémentaires (correspondant à de versants) délimitées en amont par une ligne de partage des eaux, à l'aval par une portion du réseau hydrographique et sur les cotés par deux lignes de plus grande pente très proches.

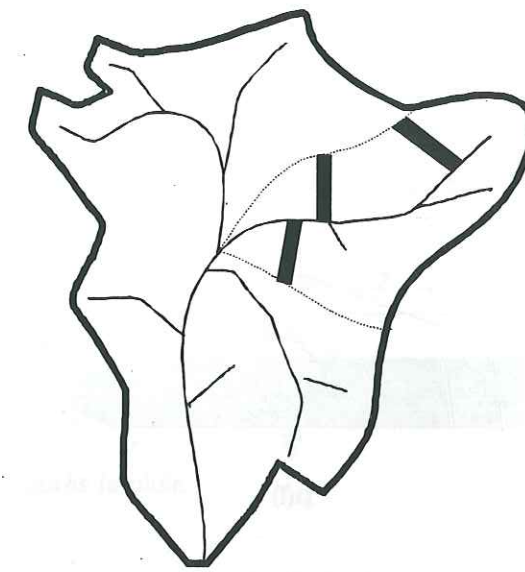


Fig. IV.3 Représentation des versants à l'échelle du bassin

Chaque versant soumis à une pluie constitue la maille élémentaire dans le cadre d'une modélisation distribuée.

On fait l'hypothèse qu'à chaque instant  $t$ , chaque versant de surface  $S$  du bassin alimente le réseau hydrographique par un débit instantané  $q(t)$  proportionnel à la hauteur d'eau moyenne  $h(t)$  qui la recouvre, ou bien, ce qui revient au même, au volume d'eau stocké sur le versant. Chaque versant se comporte donc comme un réservoir linéaire.

avec  $q(t)$  est le débit quittant le versant de surface  $S$  et rejoignant le réseau hydrographique à l'instant  $t$ .

$$q(t) = a.h(t).S \quad (\text{Eq. IV.1})$$

$a$  coefficient d'écoulement du versant (écoulement de surface, de subsurface ou profond).



On fait également l'hypothèse que le débit perdu pour le ruissellement  $p(t)$  est, lui aussi, proportionnel à la hauteur d'eau  $h(t)$ .

$$p(t) = b.h(t).S \quad (\text{Eq. IV.2})$$

avec  $b$  coefficient de perte du versant.

A l'échelle du versant, l'équation-bilan fera intervenir

- les volumes d'entrée (pluie)

$$i(t).S$$

- les débits de sortie (écoulement et pertes)

$$q(t) = a.h(t).S$$

$$p(t) = b.h(t).S$$

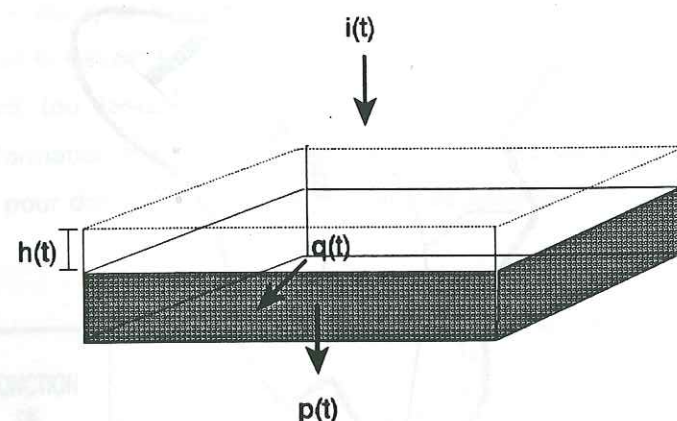


Fig IV.4 Schéma de fonctionnement du versant

Pendant un intervalle de temps  $dt$  où l'intensité de la pluie  $i$  est constante, on peut écrire l'équation de continuité pour un élément de surface  $S$ .

$$i.S.dt - a.h(t).S.dt - b.h(t).S.dt = S.dh$$

$$\text{soit } i.S.dt - (a+b).h(t).S.dt = S.dh \quad (\text{Eq. IV.3})$$

La variation de hauteur d'eau moyenne  $dh$  sur le versant dépend des flux d'entrée  $i.dS$  et des flux de sortie (par ruissellement et infiltration). Ces deux composantes de ruissellement et de perte, contribuent à la vidange du versant, même au delà de la pluie.

L'équation IV.3 nous conduit à résoudre

$$\frac{dh}{dt} = i - (a+b).h(t) \quad (\text{Eq. IV.4})$$

Après intégration on obtient l'évolution de la hauteur d'eau moyenne sur le versant définie en fonction de l'intensité de la pluie  $i$  (pluie brute) et de la hauteur initiale  $h(t_0)$ :

$$h(t) = h(t_0).e^{-\alpha(t-t_0)} + \frac{i}{\alpha} [1 - e^{-\alpha(t-t_0)}] \quad (\text{Eq. IV.5})$$

où  $h(t_0)$  est la hauteur de la lame d'eau à l'instant  $t_0$  où commence la pluie d'intensité  $i$ .

et  $\alpha = a + b$ , le coefficient de vidange du versant

Ou bien après l'arrêt de la pluie ( $i = 0$ ):

$$h(t) = h(t_p).e^{-\alpha(t-t_p)}$$

$t_p$  étant l'instant où la pluie s'arrête

Discretisons l'équation IV.5 par un pas de temps  $\Delta t = t - t_0 = 1$

Soit  $h_1, h_2, \dots, h_k$  les hauteurs aux pas de temps 1, 2, ..., k

On aura donc

$$h_i = h_{i-1}.e^{-\alpha} + \frac{i}{\alpha} [1 - e^{-\alpha}] \quad \text{pendant la pluie (Eq. IV.6)}$$

$$\text{et } h_i = h_{i-1}.e^{-\alpha} \quad \text{après la pluie}$$

Ce modèle suppose que le ruissellement ainsi que les pertes se poursuivent au delà de la pluie tant que le "réservoir" n'est pas vide.



### C Transfert dans le réseau hydrographique

En quittant le versant, l'eau arrive dans le réseau hydrographique qui assure le transfert jusqu'à l'exutoire.

Des hypothèses de base de l'Hydrogramme Unitaire proposées par Sherman (1932) on retient le principe de la linéarité de la relation liant lames efficaces et débits de ruissellement.

On rappelle ici les principes de base de cette théorie, élaborée il est vrai dans le contexte de l'HU, et dont les propriétés restent valables dans notre approche.

La linéarité suppose que la réponse du bassin à une pluie d'intensité  $A$  ( $A$  fois l'intensité d'une pluie unitaire d'intensité 1) génère un hydrogramme dont les ordonnées sont celles de l'Hydrogramme Unitaire multipliées par le coefficient  $A$  (Fig IV.5). On suppose que l'Hydrogramme Unitaire est une caractéristique invariante dans le temps d'un bassin donné.

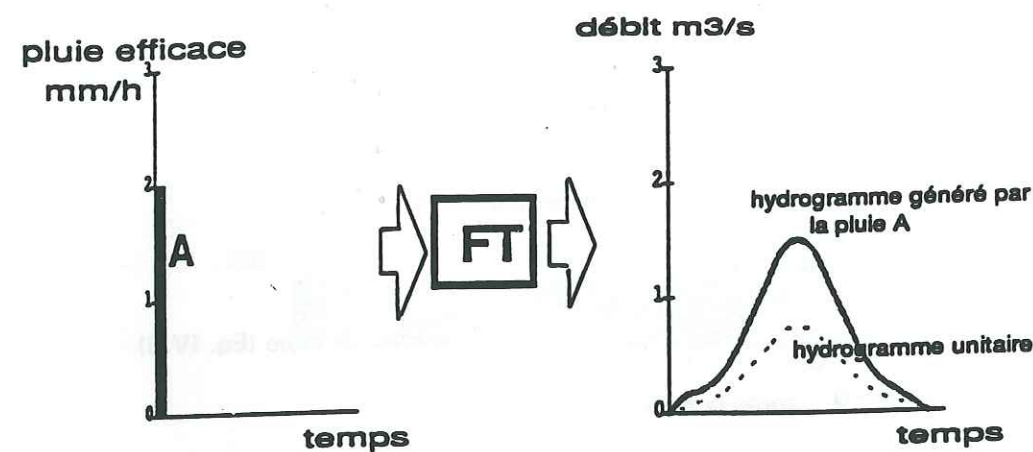


Fig. IV.5 Linéarité de la fonction de transfert

L'hydrogramme résultant de plusieurs pas de temps de pluie sera calculé en multipliant l'Hydrogramme Unitaire par l'intensité de pluies efficaces de chaque pas de temps, en décalant chaque hydrogramme élémentaire d'un pas de temps et en faisant la somme de ces hydrogrammes à chaque pas de temps (propriété de superposition Fig IV.6):

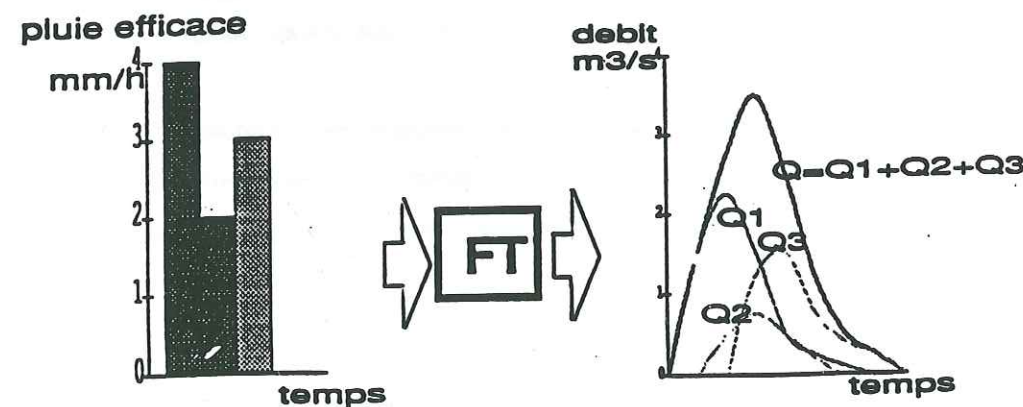


Fig. IV.6 Propriété de superposition

Ces hypothèses sous-entendent que la vitesse d'écoulement de l'eau sur le bassin est indépendante du débit. C'est à dire qu'en tout point cette vitesse est invariante dans le temps mais pas nécessairement la même partout. Ainsi le temps de transfert d'un volume d'eau partant d'un même endroit dans le réseau hydrographique sera toujours le même quel que soit le moment choisi. On peut ainsi regrouper les zones du bassin correspondant à des temps de transfert identiques. On peut donc délimiter des surfaces isochrones -surfaces à l'intérieur desquelles les temps de parcours sont compris dans un même intervalle de temps  $\Delta t$ . En rapportant chaque surface isochrone  $s_i$  à la surface totale du bassin  $S$  (Fig. IV.7) on peut constituer une fonction de transfert "isochrone" normée caractérisant la durée des trajets dans le réseau jusqu'à l'exutoire.

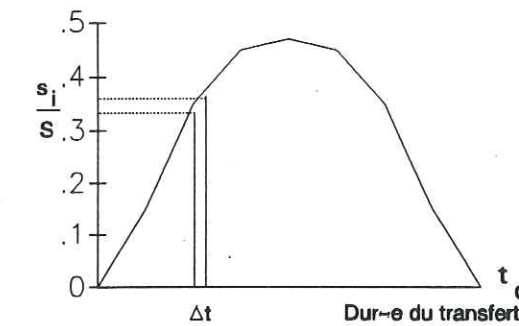


Fig IV.7 Construction d'une fonction de transfert isochrone

En hydrologie, on emploie généralement le terme de fonction de transfert pour l'hydrogramme unitaire discrétisé  $H_{\Delta t}$ . La fonction de transfert isochrone a une longueur  $k$  finie correspondant à la durée de transfert du bassin ( $t_c = k \cdot \Delta t$ ).

A partir des valeurs discrètes disponibles pour un pas de temps  $\Delta t$ ,  $LE(i\Delta t)$  représentant la lame efficace et  $Q(i\Delta t)$  représentant le débit de ruissellement, à l'instant  $i\Delta t$  nos hypothèses conduisent à une équation de convolution liant  $Q(i\Delta t)$ ,  $LE(i\Delta t)$  et la fonction de transfert courte associé au pas de temps  $\Delta t$ .

$$Q(i.\Delta t) = \sum_{j=1}^k \sum_{n=1}^n S_n(j.\Delta t) LE((i-j+1).\Delta t) \quad (\text{Eq. IV.7})$$

$i$  représente l'indice de chaque versant élémentaire à l'intérieur de l'isochrone de rang  $i$ . On réalise la sommation sur l'ensemble des versants séparés de l'exutoire par une même durée de transfert  $j\Delta t$ .

$j$  la durée du transfert mesuré en nombre de pas de temps, varie entre 1 et  $k$ .



On réécrit l'équation IV.7 en omettant  $\Delta t$ .

$$Q_i = \sum_{j=1}^k \sum_{e=1}^n S_{ej} \cdot LE_{e-i-j+1} \quad (\text{Eq. IV.8})$$

et si on suppose que toutes les lames efficaces sont identiques sur tous les versants d'une même surface isochrone et même sur l'ensemble d'un bassin, on obtient l'expression d'un modèle global:

$$Q_i = \sum_{j=1}^k S_j \cdot LE_{i-j+1} \quad (\text{Eq. IV.9})$$

Relation équivalente à

$$Q_i = \sum_{j=1}^n LE_j \cdot S_{i-j+1} \quad (\text{Eq. IV.10})$$

avec  $S_j$  défini pour  $j \in [0, k]$

$LE_j$  défini pour  $j \in [0, n]$

Dans ce modèle nous avons repris l'hypothèse d'un transfert linéaire et invariant. A la différence d'un transfert long (type HU), ce transfert par isochrones est de courte durée et, de ce fait, sera moins sensible aux problèmes de non linéarité qu'on observait sur les FT de type HU.

#### D Construction des hydrogrammes - modèle global.

Les lames efficaces  $LE_j$  contribuent à former le débit dans le réseau à chaque pas de temps  $i$  et ont pour expression (Cf Eq. IV.1):

$$LE_j = a \cdot h_j$$

$a$  est le coefficient d'écoulement supposé uniforme sur le bassin

Avec un bassin décomposé en une série d'isochrones (Fig. IV.8) à pas de temps fixé à  $\Delta t$ , le débit à l'exutoire au temps  $t$  est la somme du débit fourni à l'instant  $t$  par l'élément de surface le plus proche de l'exutoire ( $S_1$ ), du débit fourni à l'instant  $t - \Delta t$  par l'élément de surface compris entre les isochrones 1 et 2 ( $S_2$ ), du débit fourni à l'instant  $t - n\Delta t$  par l'élément inscrit entre les isochrones  $n$  et  $n + 1$  et ce jusqu' aux lignes isochrones les plus éloignées.

Dans les relations que nous écrirons plus loin, nous exprimerons la pluie et le débit dans les mêmes unités (lame d'eau en  $10^{-1}$  mm). Ainsi les surfaces isochrones sont rendus adimensionnelles ( $s_i/S_j$ ). En pratique, pour effectuer le passage de la pluie ( $10^{-1}$  mm) au débit ( $m^3/s$ ), il faudra multiplier les coefficients adimensionnels par la grandeur  $S/3.6 \cdot \Delta t$  (avec la surface du bassin exprimé en  $km^2$  et le pas de temps exprimé en heures).

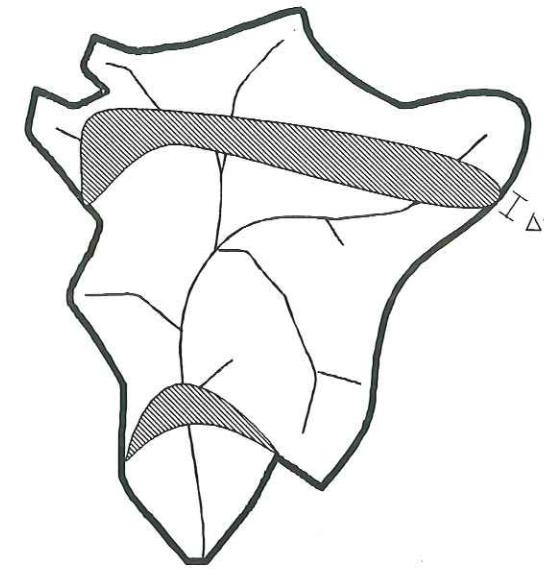


Fig IV.8 Schématisation de la partition d'un bassin en surfaces isochrones

Ainsi, au premier pas de temps, on construit le débit en multipliant la lame d'eau efficace  $LE_1$  uniforme sur le bassin par la surface isochrone  $S_1$  la plus proche de l'exutoire.

$$Q_1 = LE_1 \cdot S_1$$

Au deuxième pas de temps, le débit à l'exutoire résulte de la superposition de la lame efficace produite sur la première surface isochrone et de la lame efficace du pas de temps 1 produite sur la deuxième surface isochrone et dont le transfert a duré un pas de temps entier.

$$Q_2 = LE_2 \cdot S_1 + LE_1 \cdot S_2$$

Pour les  $k$  premières surfaces isochrones du bassin et ceci pendant  $n$  pas de temps, on va pouvoir constituer la chronologie des débits à l'exutoire.

$$Q_k = LE_k \cdot S_1 + LE_{k-1} \cdot S_2 + \dots + LE_2 \cdot S_1$$

Et pour les pas de temps supérieurs à  $k$ .

$$Q_{k+1} = LE_{k+1} \cdot S_1 + LE_k \cdot S_2 + \dots + LE_2 \cdot S_k$$

$$Q_n = LE_n \cdot S_1 + LE_{n-1} \cdot S_2 + \dots + LE_2 \cdot S_{n-k+1}$$



Ainsi le débit à l'exutoire est expliqué au pas de temps  $i$  pour la crue  $L$  par l'équation de convolution IV.9 qu'on retrouve:

$$Q_i^L = \sum_{j=1}^k S_j \cdot L E_{i-j+1}^L \quad (\text{Eq. IV.11})$$

La décomposition du bassin en versants générant des volumes d'écoulement, permet également une écriture spatialement distribuée. La paragraphe suivant va traiter ce cas.

#### E Modèle distribué

On peut considérer en effet que chaque versant appartenant à la même isochrone  $j$  produit des volumes différents. Dans ce cas si on donne à l'indice la signification du numéro de pas de temps, au premier exposant celle du rang de l'isochrone (de 1 à  $k$ ), au second celui du versant (de 1 à  $n_k$ ), on peut construire le débit à l'exutoire:

$$Q_1 = \sum_{i=1}^{n_1} (a^{1,i} \cdot h_1^{1,i}) \cdot s^1$$

$$Q_2 = \sum_{i=1}^{n_1} (a^{1,i} \cdot h_2^{1,i}) \cdot s^1 + \sum_{i=1}^{n_2} (a^{2,i} \cdot h_1^{2,i}) \cdot s^2$$

$$Q_k = \sum_{i=1}^{n_1} (a^{1,i} \cdot h_k^{1,i}) \cdot s^1 + \sum_{i=1}^{n_2} (a^{2,i} \cdot h_{k-1}^{2,i}) \cdot s^2 + \dots + \sum_{i=1}^{n_k} (a^{k,i} \cdot h_1^{k,i}) \cdot s^k$$

$$Q_n = \sum_{i=1}^{n_1} (a^{1,i} \cdot h_n^{1,i}) \cdot s^1 + \sum_{i=1}^{n_2} (a^{2,i} \cdot h_{n-1}^{2,i}) \cdot s^2 + \dots + \sum_{i=1}^{n_k} (a^{k,i} \cdot h_{n-k+1}^{k,i}) \cdot s^k$$

En allant moins loin dans le degré de spatialisation du modèle, on peut considérer maintenant que tous les versants sont homogènes sur une surface isochrone donnée. On a alors pour chaque isochrone la même valeur pour le coefficient  $a$ :

$$a^{1,1} = a^{1,2} = \dots = a^{1,n_1} = a^1$$

$$a^{2,1} = a^{2,2} = \dots = a^{2,n_1} = a^2$$

etc ...

L'écriture du système devient:

$$Q_1 = a^1 \cdot h_1^1 \cdot s^1$$

$$Q_2 = a^1 \cdot h_2^1 \cdot s^1 + a^2 \cdot h_1^2 \cdot s^2$$

$$Q_k = a^1 \cdot h_k^1 \cdot s^1 + a^2 \cdot h_{k-1}^2 \cdot s^2 + \dots + a^k \cdot h_1^k \cdot s^k$$

$$Q_{k+1} = a^1 \cdot h_{k+1}^1 \cdot s^1 + a^2 \cdot h_k^2 \cdot s^2 + \dots + a^k \cdot h_2^k \cdot s^k$$

$$Q_n = a^1 \cdot h_n^1 \cdot s^1 + a^2 \cdot h_{n-1}^2 \cdot s^2 + \dots + a^k \cdot h_{n-k+1}^k \cdot s^k$$

avec en exposant le rang de l'isochrone et en indice le numéro du pas de temps.

On retrouve l'expression du modèle global en faisant:

$$a^1 = a^2 = \dots = a^k = a$$

Il faut pour cela que l'on ait aussi

$$b^1 = b^2 = \dots = b^k = b$$

où  $b$  est le coefficient de perte (Cf. IV.2)

mais aussi une pluie uniforme sur le bassin (Cf. IV.6).

de manière à ce que

$$h^1 = h^2 = \dots = h^k = h$$

On retrouve ainsi le système:

$$Q_1 = a \cdot h_1 \cdot s^1$$

$$Q_2 = a \cdot h_2 \cdot s^1 + a \cdot h_1 \cdot s^2$$

$$Q_k = a \cdot h_k \cdot s^1 + a \cdot h_{k-1} \cdot s^2 + \dots + a \cdot h_1 \cdot s^k$$

$$Q_{k+1} = a \cdot h_{k+1} \cdot s^1 + a \cdot h_k \cdot s^2 + \dots + a \cdot h_2 \cdot s^k$$

$$Q_n = a \cdot h_n \cdot s^1 + a \cdot h_{n-1} \cdot s^2 + \dots + a \cdot h_{n-k+1} \cdot s^k$$



# F Ecriture matricielle du modèle global

On suppose que la pluie  $i(t)$  est uniforme sur le bassin et que ce bassin est homogène.  $h(t)$  sera donc homogène sur le bassin.

En reprenant l'équation IV.6 qui donnait la hauteur d'eau stockée sur le sol, on écrit:

$$a.h_i = a.h_{i-1}.e^{-\alpha} + a.\frac{i_i}{\alpha}[1-e^{-\alpha}]$$

et sachant que  $LE_i = a.h_i$ , on a ( $i_i = PB_i$ ):

$$LE_i = LE_{i-1}.e^{-\alpha} + a.\frac{PB_i}{\alpha}[1-e^{-\alpha}] \quad (\text{Eq. IV.12})$$

On pourra expliquer le débit pour une crue L donnée en développant sous forme matricielle l'équation de convolution IV.9.

$$(Q^L) = (LE^L) \times (s) \quad (\text{Eq. IV.13})$$

avec  $(Q^L)^T = (Q_1^L, Q_2^L, Q_3^L, \dots, Q_{nL}^L)$   
 $(s)^T = (s_1, s_2, s_3, \dots, s_k)$

Soit:

$$\begin{vmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ Q_3 \\ \vdots \\ Q_k \\ Q_{k+1} \\ \vdots \\ Q_n \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} a.h_1 & 0 & \vdots & \vdots & 0 \\ a.h_2 & a.h_1 & \vdots & \vdots & \vdots \\ a.h_3 & a.h_2 & a.h_1 & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ a.h_k & a.h_{k-1} & a.h_{k-2} & \vdots & a.h_1 \\ a.h_{k+1} & a.h_k & a.h_{k-1} & \vdots & a.h_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ a.h_n & a.h_{n-1} & a.h_{n-2} & \vdots & a.h_{n-k+1} \end{vmatrix} \times \begin{vmatrix} s^1 \\ s^2 \\ \vdots \\ s^k \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} LE_1^L & 0 & \vdots & \vdots & 0 \\ LE_2^L & LE_1^L & \vdots & \vdots & \vdots \\ LE_3^L & LE_2^L & LE_1^L & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ LE_k^L & LE_{k-1}^L & LE_{k-2}^L & \vdots & LE_1^L \\ LE_{k+1}^L & LE_k^L & LE_{k-1}^L & \vdots & LE_2^L \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ LE_n^L & LE_{n-1}^L & LE_{n-2}^L & \vdots & LE_{n-k+1}^L \end{vmatrix} \times \begin{vmatrix} s^1 \\ s^2 \\ \vdots \\ s^k \end{vmatrix}$$

La résolution de l'équation IV.13,  $(Q^L)$  et  $(LE^L)$  étant connus, correspond à l'identification de la fonction de transfert.

De même on écrit de manière équivalente à partir de IV.10 le système

$$(Q^L) = (S) \times (LE^L) \quad (\text{Eq. IV.14})$$

$$\text{avec } (Q^L)^T = (Q_1^L, Q_2^L, Q_3^L, \dots, Q_{nL}^L)$$

$$\text{et } (LE^L)^T = (LE_1^L, LE_2^L, LE_3^L, \dots, LE_{nL}^L)$$

$nL$  désignant le nombre de pas de débit et de lames efficaces de la crue L.

$(X)^T$  désignant la transposée du vecteur X.

Soit:

$$\begin{vmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ Q_3 \\ \vdots \\ Q_k \\ Q_{k+1} \\ \vdots \\ Q_n \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} s_1 & 0 & 0 & \vdots & \vdots & \vdots & 0 \\ s_2 & s_1 & 0 & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ s_3 & s_2 & s_1 & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ s_k & s_{k-1} & s_{k-2} & \vdots & s_1 & \vdots & \vdots \\ 0 & s_k & s_{k-1} & \vdots & s_2 & s_1 & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & 0 \\ 0 & \vdots & \vdots & 0 & s_k & s_{k-1} & \vdots & s_3 & s_2 & s_1 \end{vmatrix} \times \begin{vmatrix} LE_1 \\ LE_2 \\ LE_3 \\ \vdots \\ LE_k \\ LE_{k+1} \\ \vdots \\ LE_n \end{vmatrix}$$

La résolution du système IV.14,  $(Q^L)$  et  $(s)$  étant connus, correspond à la déconvolution des lames efficaces.



#### IV.1.2 PROPRIETES DES LAMES EFFICACES

##### A Relation entre pluies brutes et lames efficaces

Après déconvolution, nous connaissons les séries de lames efficaces  $LE_i$  ( $a.h_1, a.h_2, \dots, a.h_n$ ), c'est à dire le débit d'écoulement par unité de surface aux pas de temps 1, 2, ..., n.

On peut écrire pour une crue L, avec m la durée de la pluie brute

n le nombre de pas de débits et de lames efficaces  
et k le nombre de surfaces isochrones

$$(LE^L) = (PB^L) \times (V^L) \quad (\text{Eq. IV.15})$$

C'est à dire, en sachant que

$$LE_i = LE_{i-1} \cdot e^{-\alpha} + a \cdot \frac{PB_i}{\alpha} [1 - e^{-\alpha}]$$

On pourra exprimer les lames efficaces par (en faisant l'hypothèse que le bassin ne stocke pas d'eau avant que la première pluie brute n'arrive):

$$\begin{aligned} LE_1 &= PB_1 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \\ LE_2 &= PB_2 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} + \left( PB_1 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \right) e^{-\alpha} \\ LE_3 &= PB_3 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} + \left( PB_2 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} + PB_1 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-\alpha} \right) e^{-\alpha} \end{aligned}$$

soit pour la pluie m

$$LE_m = PB_m \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} + \dots + PB_2 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-(m-2)\alpha} + \dots + PB_1 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-(m-1)\alpha}$$

Sous forme matricielle ce système s'écrit:

$$\begin{bmatrix} LE_1 \\ LE_2 \\ LE_3 \\ \vdots \\ LE_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} PB_1 & 0 & \dots & 0 \\ PB_2 & PB_1 & \dots & \vdots \\ PB_3 & PB_2 & PB_1 & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ PB_m & PB_{m-1} & \dots & PB_1 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \\ a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-\alpha} \\ a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-2\alpha} \\ \vdots \\ a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-(m-1)\alpha} \end{bmatrix}$$

Après la pluie on a:

$$LE_{m+1} = PB_m \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-\alpha} + \dots + PB_2 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-(m-1)\alpha} + PB_1 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-m\alpha}$$

et pour le dernier pas de temps de lame efficace  $LE_n$

$$LE_n = PB_m \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-(n-m)\alpha} + \dots + PB_2 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-(n-2)\alpha} + PB_1 \cdot a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot e^{-(n-1)\alpha}$$

$$\text{En posant } v = a \cdot \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha}$$

On écrit pour toute la durée de l'épisode:

$$\begin{bmatrix} LE_1 \\ LE_2 \\ \vdots \\ LE_m \\ LE_{m+1} \\ \vdots \\ LE_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} PB_1 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ PB_2 & PB_1 & \dots & \dots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ PB_m & PB_{m-1} & \dots & PB_1 & \dots \\ 0 & PB_m & \dots & PB_1 & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & \vdots & \dots & PB_m & \dots & PB_1 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} v \\ v \cdot e^{-\alpha} \\ \vdots \\ v \cdot e^{-(m-1)\alpha} \\ v \cdot e^{-m\alpha} \\ \vdots \\ v \cdot e^{-(n-1)\alpha} \end{bmatrix}$$

Pour un jeu de lames efficaces obtenues par déconvolution à partir des débits et d'une fonction de transfert isochrone connue, l'identification du vecteur V déterminé à partir de la relation précédente entre lames efficaces et pluies brutes nous servira à vérifier les hypothèses du modèle. En effet, on pourra comparer les composantes de ce vecteur avec les valeurs théoriques exponentiellement décroissantes du vecteur V tel que:

$$(V)^T = (v, v \cdot e^{-\alpha}, v \cdot e^{-2\alpha}, \dots, v \cdot e^{-(n-1)\alpha})$$

Il faut noter que grâce à cette propriété, on peut exprimer les lames efficaces par un produit de convolution

$$LE_i = \sum_{j=1}^m PB_j \cdot v \cdot e^{-(i-j)\alpha}$$

Cette relation pourrait être utilisée dans la perspective du développement d'une fonction de production. On pourrait évaluer crue par crue les valeurs de V et de  $\alpha$  telles que, par convolution avec les pluies, on obtienne les lames efficaces recherchées.



## B Analyse de la signification des paramètres du modèle et de leur sensibilité

Les paramètres  $a$  et  $b$  de ruissellement et de perte peuvent être reliés l'un à l'autre à des variables hydrologiques très simples. En effet le coefficient de ruissellement à chaque pas de temps pendant un épisode de crue, selon le modèle pourra s'exprimer par le rapport entre ce qui ruissèle ( $a.h$ ) et le total ( $a + b$ ). $h$ , soit ( $\alpha.h$ ).

Dans la mesure où ces paramètres sont considérés comme constants, le coefficient de ruissellement de l'épisode entier sera aussi:

$$K_r = \frac{a}{a+b} = \frac{a}{\alpha}$$

Le paramètre  $\alpha$  va constituer également un paramètre simple: lorsque les pluies ont cessé les lames efficaces auront une décroissance exponentielle commandée par  $\alpha$ . Cette décroissance, après un délai égal à la durée de la fonction de transfert se retrouvera dans celle des débits.  $\alpha$  est donc le coefficient de récession de la fin des épisodes de crue. Les deux paramètres  $a$  et  $b$  ou plutôt  $a$  et  $\alpha$  ont donc chacun une signification très simple.

Avant de poursuivre, on va rapidement étudier le comportement de la fonction de production face à différents régimes de pluie. En particulier, on analysera le rôle des paramètres  $a$  et  $\alpha$  (on rappelle que  $\alpha = a + b$ ) puisqu'ils régulent la vidange du réservoir.

On observera l'évolution des lames efficaces pour deux paramétrisations arbitraires:

$$a=0.5 \quad \alpha = 1$$

$$a=0.05 \quad \alpha = 0.1$$

Le choix des paramètres nous situe dans un cas particulier qui suppose que la vidange du réservoir s'effectue pour moitié par la vanne générant le ruissellement et pour moitié par la vanne générant les pertes (coefficient de ruissellement de 0.5).

A - Pour une impulsion de pluie (impulsion de 100 unités arbitraires sur un pas de temps), la réponse du réservoir varie sensiblement selon les paramétrisations présentées. Un coefficient de vidange global du réservoir ( $\alpha = a+b$ ) fort provoque une vidange du réservoir rapide. Ainsi, sur les illustrations présentées (Fig IV.9 A), pour  $\alpha = 1$  la totalité du volume stocké sera évacué en 8 pas de temps tandis que pour un coefficient  $\alpha = 0.1$ , la vidange n'est toujours pas achevée au bout de 40 pas de temps. Le coefficient  $\alpha$  commande à la récession des lames efficaces. Parallèlement, pour un même volume restitué, le maximum de pic de ruissellement est bien évidemment plus grand quand  $\alpha$  est grand (31.61 contre 4.76 avec  $\alpha = 0.1$ ): la vidange du réservoir s'est effectuée dans un laps de temps plus court.

B - Dans le cas où l'on impose une intensité de pluie constante sur 20 pas de temps, on constate que le débit de ruissellement atteint rapidement un palier (6 pas de temps) avec  $\alpha = 1$ . Pour les valeurs plus faibles des paramètres ( $\alpha = 0.1$ ), le maximum de ruissellement ne parvient qu'au 20ième pas de temps quand les pluies disparaissent. Tant qu'il pleut, le ruissellement augmente. De même, pour  $a = 0.5$  et  $\alpha = 1$ , toute l'eau aura quitté le réservoir en 4 pas de temps après la pluie. Pour  $\alpha = 0.1$  et  $a = 0.05$ , la vidange n'est pas terminée 20 pas de temps après l'arrêt de la pluie..

C- On retrouve le même comportement pour une séquence de précipitation présentant une intensité constante interrompue par une intensité plus forte. Si les paramètres de vidange sont grands ( $a = 0.5, \alpha = 1$ ), le transit par le réservoir est court. On arrive en quelques pas de temps à un régime permanent. Puis, dès que l'intensité augmente, la restitution est quasi immédiate. Dans l'autre cas ( $a = 0.05, \alpha = 0.1$ ) des vannes "entrouvertes" diffèrent la vidange. Les volumes apportés par le brutal pic de pluie sont stockés plus longtemps dans le réservoir puis sont lentement évacués.

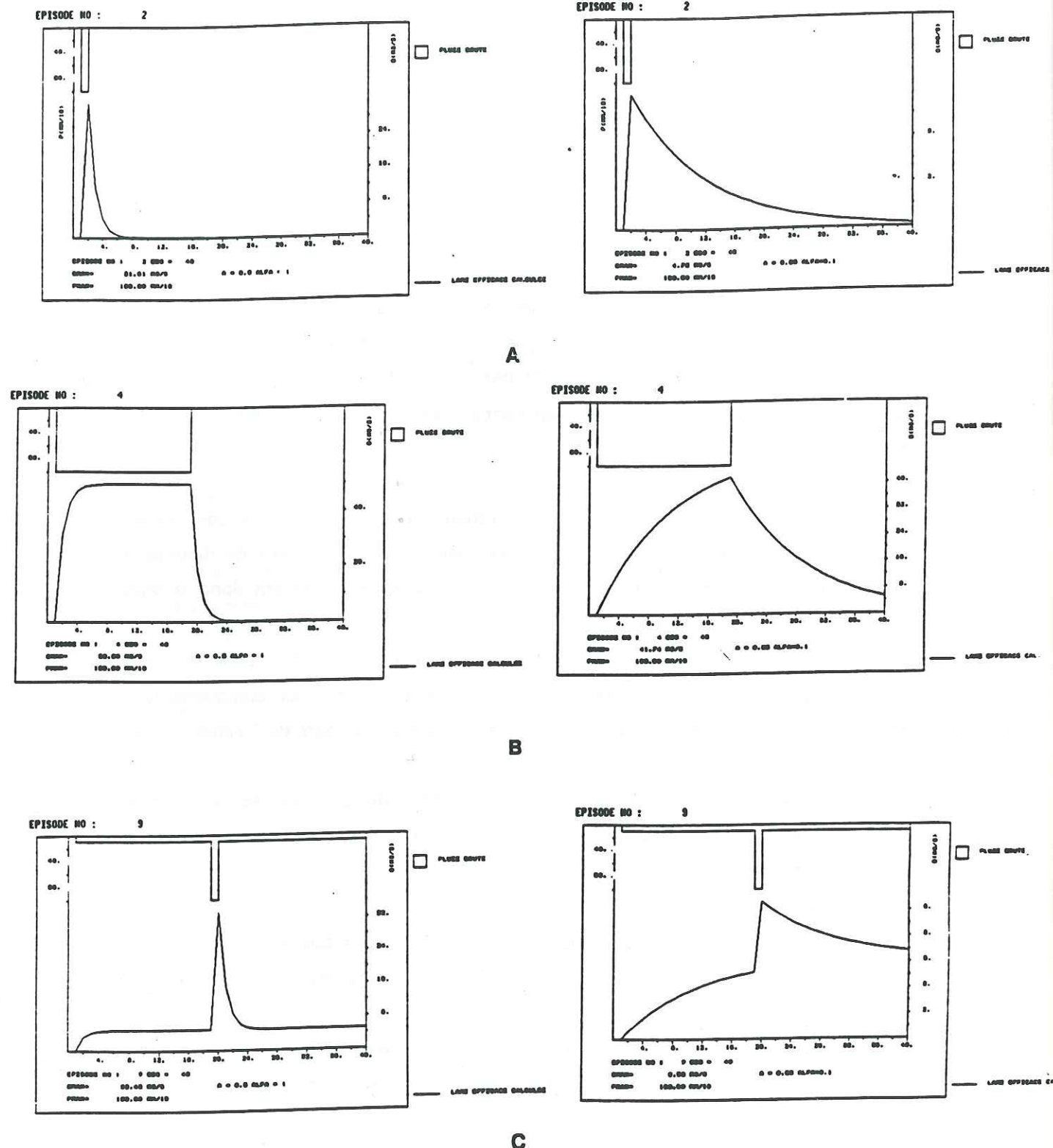
La proportion entre ruissellement et infiltration a été, dans les trois cas présentés, la même ( $a/\alpha = 0.5$ ). Pourtant, pour des intensités de pluie identiques, le type de réponse est très différent selon l'ordre de grandeur des paramètres  $a$  et  $\alpha$  qui représentent donc la rapidité de réaction du réservoir.

En conclusion, le paramètre  $\alpha$  est responsable de la vitesse à laquelle le réservoir se vidange: c'est un paramètre de vidange global. Le paramètre  $a$  quant à lui, commande la vidange par ruissellement. C'est en quelque sorte le paramètre indiquant le degré de "recharge" des lames efficaces.

Dans la suite de cette étude, on portera notre attention sur les deux paramètres intervenant directement dans l'équilibre du réservoir: le paramètre de vidange global  $\alpha$  et le paramètre de vidange par ruissellement  $a$ .

Le modèle tel que nous le présentons est conservatif en eau: il restitue en sortie (en débit) tout ce qu'on lui a rentré en pluie. Cependant en pratique les crues sont délimitées sur une durée finie. Ainsi, sur des crues découpées, une partie des volumes de sortie ne sera pas prise en compte. Le calage d'un modèle de production sera donc effectué grâce à la totalité des pluies mais pour modéliser parfois une partie seulement des débits générés par ces précipitations.





a=0.5, alpha=1

a=0.05, alpha=0.1

Fig. IV.9 Sens de variation de la fonction de production

## IV.2 ANALYSE DE LA COMPATIBILITE DU MODELE AUX DONNEES DU REAL COLLOBRIER

On a vu au chapitre III, en particulier sur les données du Réal Collobrier, différentes techniques proposées, toutes dérivées de l'algorithme de la DPFT, capables de donner des séries de lames efficaces qui convoluées avec une FT courte restituent correctement les débits. Comme toutes les pluies efficaces résultant d'une identification numérique, ces séries ne présument pas d'une structure de fonction de production sous-jacente. Nous allons maintenant essayer de voir si l'on peut considérer que ces lames efficaces déconvoluées dérivent des pluies brutes selon une structure de loi compatible avec celle proposée au IV.1. C'est à dire si les lames efficaces à chaque pas de temps i dépendent de la pluie brute de ce pas de temps i et des lames efficaces du pas de temps précédent i-1 (Eq. IV.12).

On a montré précédemment que cette structure autorégressive particulière permettait de relier les pluies brutes aux lames efficaces par une équation de convolution (Eq. IV.15). Cette équation identifie crue par crue un vecteur qui devrait être compatible au vecteur V (Cf IV.1.2 A) tel que:

$$(V)^T = (v, v.e^{-\alpha}, v.e^{-2\alpha}, \dots, v.e^{-(n-1)\alpha})$$

où n est le nombre de pas de temps de la crue L.

Ce vecteur est tout à fait intéressant puisque reliant les lames efficaces aux pluies brutes. Il devrait donner crue par crue une estimation de la fonction de production. Les composantes du vecteur V sont strictement décroissantes à partir d'une valeur v en suivant une décroissance exponentielle commandée par un coefficient alpha jusqu'à atteindre asymptotiquement une valeur nulle.

La résolution du système IV.15 a été faite à partir de lames efficaces obtenues en employant la technique par initialisation de l'algorithme par une FT imposée (pic 3ème pas de temps).

La figure IV.10 donne pour 6 épisodes différents les composantes du vecteur calculé. On représente les valeurs de ce vecteur identifié (en ordonnée) en fonction du temps.

On observe effectivement que sa structure générale est décroissante pendant la crue. Pourtant certains épisodes (par ex. 8343) présentent des instabilités où certaines valeurs sont négatives. Ces défauts sont dus à une identification pas toujours adaptée des lames efficaces et au fait que les système linéaires à résoudre sont sensibles aux erreurs et approximations.



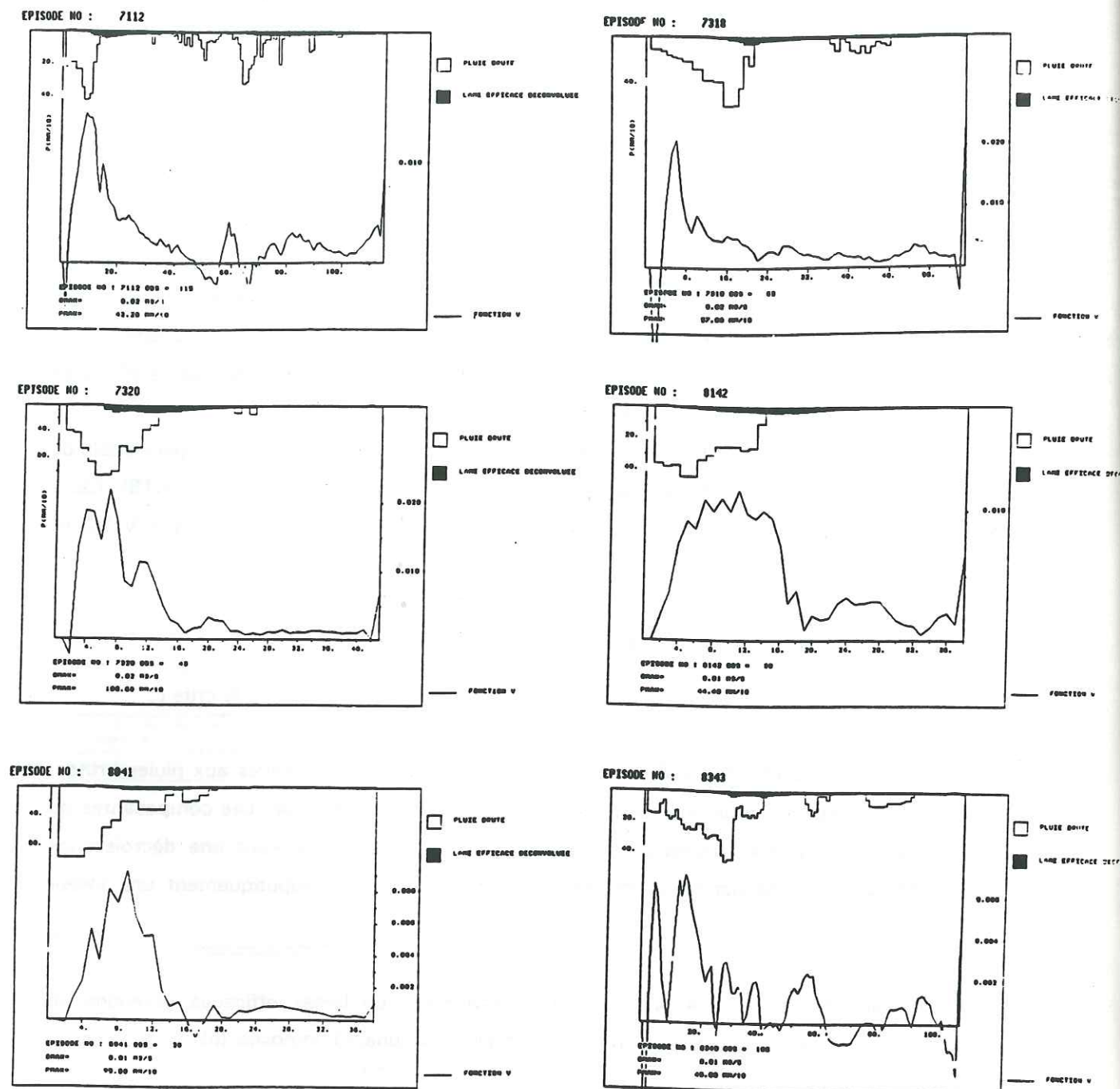


Fig. IV.10 Evolution de la fonction de production au cours du temps.

Il faut remarquer que systématiquement les premières valeurs de cette fonction sont nulles (et même la plupart du temps négatives), ce qui ne correspond pas vraiment à la structure idéale du vecteur V. On explique ceci par le fait qu'en tout début d'épisode la succion est très

importante et qu'une partie importante des précipitations est perdue pour le ruissellement. Le paramètre d'infiltration b du réservoir, est très grand donc  $\alpha = a + b$  également. Dans les premiers pas de temps, les valeurs numériques de  $v = a \cdot \frac{1-e^{-\alpha}}{\alpha}$  seront donc très petites. Cette période de "mise en eau" du bassin se remarque sur toutes les figures avec une durée variable selon les cas

La structure réelle du vecteur calculé qui caractérise la fonction de production pour chaque épisode pourrait plutôt être approchée par une fonction (de type Gamma?) qui serait paramétrée pour chaque épisode. Les caractéristiques de cette fonction (délai avant ruissellement, amplitude du pic, rapidité de la décroissance) pourraient être optimisées de la même façon que pour une fonction de production.

Une étude de cette fonction mériterait d'être faite notamment pour observer son comportement lorsque les crues sont multiples. Dans le cadre de ce mémoire, l'orientation des recherches a été poursuivie d'une autre manière (Chap. V) mais cette approche qui donnerait une estimation des lames efficaces, par convolution avec les pluies brutes, reste intéressante à développer.

Quoiqu'il en soit, on a pu voir:

- que la structure du vecteur de composantes exponentiellement décroissantes ne paraît pas fausse.
- qu'en revanche quelques difficultés sont à attendre de la part des premières composantes de ce vecteur qui sont en fait nulles et non pas maximales. Le modèle devra probablement subir quelques modifications pour répondre à la réalité.



### IV.3 CONCLUSIONS

Nous avons dans ce chapitre proposé une structure de modèle dans lequel nous avons essayé de concentrer dans la fonction de production tout ce qui est invariant (décroissance des lames efficaces en particulier). Dans ce modèle, les lames efficaces (les volumes produits par la fonction de production) se prolongent jusqu'à la fin de l'épisode de crue. La fonction de transfert est réduite à une courte durée, ce qui a pour conséquence de diminuer l'importance de son rôle (Chap. III).

On a pu voir que la structure de ce modèle paraissait pouvoir s'adapter aux données du Réal Collobrier, bien qu'en début d'épisode des défauts de qualité de reconstitution soient probables.

Dans la suite, nous chercherons à adapter ce modèle sur les données du Réal Collobrier en analysant notamment quelques type de corrélations pouvant exister entre les paramètres du modèle (a et b ou a et  $\alpha$ ) et les paramètres d'épisode (intensité des pluies, état initial du bassin, etc ...).

## CHAPITRE V

### MISE AU POINT D'UNE FONCTION DE PRODUCTION COMPATIBLE AVEC LES HYPOTHESES D'UNE FONCTION DE TRANSFERT RAPIDE

V.1 Objectifs	p. 157
V.2 Méthodes employées pour l'identification d'une fonction de production	p. 158
V.2.1 Algorithmes d'optimisation	p. 158
A Méthode des grilles emboîtées	p. 158
B Algorithme du Simplex	p. 159
C Algorithme du gradient	p. 164
D Condition d'emploi des algorithmes	p. 166
V.2.2 Analyse de structure	p. 167
V.3 Présentation de la fonction de production et des données	p. 172
V.3.1 Description de la fonction de production - rappels	p. 172
V.3.2 Les données utilisées	p. 173
V.3.3 Les lames efficaces servant au calage	p. 174
V.4 Réservoir linéaire	p. 175
V.4.1 a et $\alpha$ invariants caractéristiques du bassin	p. 175
V.4.2 a et $\alpha$ paramètres calculés épisode par épisode	p. 178
A Calibration	p. 178
B Validation: introduction du débit initial	p. 178
C Essai d'interprétation de la variabilité des paramètres a et $\alpha$ .	p. 183
V.4.3 Conclusion sur l'emploi d'un réservoir linéaire	p. 186
V.5 Réservoir non linéaire	p. 187
V.5.1 Etude de la variabilité temporelle de $\alpha$ .	p. 187
A Mise en évidence d'une relation entre $\alpha$ t la pluie cumulée	p. 188
B Modélisation de $\alpha$ .	p. 190



<b>V.5.2 Etude de la variabilité temporelle de a.</b>	<b>p. 193</b>
A Structure de la variable	p. 193
B Modélisation de a.	p. 194
<b>V.5.3 Variabilité conjointe de a et <math>\alpha</math>.</b>	<b>p. 197</b>
A Fonction de production à quatre paramètres d'initialisation	p. 197
B Introduction de la corrélation multiple pour expliquer les quatre paramètres du modèle	p. 200
C Modélisation par deux paramètres d'initialisation	p. 203
D Application de la corrélation multiple pour expliquer les deux paramètres du modèle	p. 203
<b>V.5.4 Conclusion sur l'emploi d'un réservoir non linéaire</b>	<b>p. 206</b>
<b>V.6 Mise au point d'une fonction de production applicable en contexte opérationnel.</b>	<b>p. 208</b>
<b>V.6.1 Recherche d'une fonction de production définie sans initialisation</b>	<b>p. 209</b>
<b>V.6.2 Recherche simultanée d'une FP et d'une FT.</b>	<b>p. 218</b>
A Optimisation simultanée des coefficients de la FT et des paramètres de la FP	p. 218
B Introduction d'une fonction-retard	p. 221
<b>V.6.3 Conclusion</b>	<b>p. 223</b>
<b>V.7 Application du modèle à d'autres bassins</b>	<b>p. 224</b>
<b>V.7.1 Gardon d'Anduze</b>	<b>p. 224</b>
<b>V.7.2 Sous bassins du Réal Collobrier: Maurets et Valescure</b>	<b>p. 227</b>
A Maurets	p. 227
B Valescure	p. 228
<b>V.7.3 Conclusions</b>	<b>p. 229</b>
<b>V.8 Conclusions</b>	<b>p. 231</b>

## V.1 OBJECTIFS

Dans cette partie nous nous proposons de développer le modèle à réservoir présenté au chapitre IV. Après avoir étudié le transfert compatible avec des hypothèses de stockage, il s'agit maintenant d'adapter une fonction de production qui permette d'expliquer les débits d'écoulement observés. L'objet de cette partie sera de tester le modèle proposé au IV.1 sur données réelles et de l'ajuster. Le bassin qui servira de référence reste le bassin du Réal Collobrier.

Dans un premier temps, nous décrirons les algorithmes d'optimisation utilisés. Les données pluie-débit utilisées seront présentées ainsi que la manière dont l'échantillonnage a été fait.

La seconde partie a pour objet de cerner le fonctionnement de la fonction de production. On observera le comportement de cette structure en l'appliquant à des données réelles. On se demandera s'il existe des grandeurs pluviométriques pouvant en partie expliquer ces paramètres. Une reformulation de la fonction de production sera envisagée et on cherchera à comprendre comment les paramètres de calage qui la compose sont construits.

Enfin, après avoir défini une structure globale, on procédera à une recherche systématique de la meilleure formulation. Le but recherché est de construire une fonction de production fonctionnant par épisode et ne nécessitant pas d'initialisation préalable. La validité de ce modèle sera testée sur plusieurs bassins versants.

Dans cette partie, nous nous proposons de développer un modèle de fonction de production aussi simple que possible. Ce modèle ne prétend décrire ni simuler aucun mécanisme hydrologique particulier. Les processus physiques commandant à la relation pluie-débit, même s'il se retrouvent implicitement dans nos formulations, ne seront pas considérés. A ce stade, il s'agit de trouver une formulation mathématique la plus fidèle possible sans se demander si les grandeurs utilisées dans le modèle peuvent être reliés à des comportements physiques réels de la nature.

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : platour@ujf-grenoble.fr



## V.2 METHODES EMPLOYEES POUR L'IDENTIFICATION D'UNE FONCTION DE PRODUCTION

Le premier problème concernant l'ajustement d'une fonction à des données est posé par l'estimation des paramètres de calage.

La mise au point d'une fonction de production satisfaisant aux critères évoqués plus haut passe par des essais systématiques de structures supposées régir la fonction de production. A priori, rien ne nous laisse présager de la structure "optimale" de la FP. Il nous faudra employer des méthodes d'estimation de paramètres qui soient à la fois rapides et nous fournissant des valeurs sûres (nous garantissant du risque d'une convergence toujours possible vers des minima locaux). Deux algorithmes d'optimisation sont présentés à la partie V.2.1.

Quand bien même un algorithme nous fournirait une estimation optimale des paramètres, on pourrait se demander si la structure proposée est elle-même optimale. En effet on peut tout à fait introduire dans un modèle un paramètre inutile ou dont l'effet est déjà pris en compte par un autre paramètre. La deuxième partie traitera des problèmes d'identifiabilité de structure. Des outils seront présentés pour analyser la pertinence des paramètres estimés.

### V.2.1 ALGORITHMES D'OPTIMISATION

L'estimation de paramètres pour la calibration des modèles est une question cruciale en hydrologie. Bien souvent, la présence de fonctions non linéaires rendent impossible toute résolution analytique. On doit alors avoir recours à des méthodes particulières d'estimation de paramètres. Trois méthodes sont ici présentées. La première est une technique élémentaire d'estimation de paramètres: les grilles emboîtées, une seconde est une méthode du Simplex (Nelder et Mead, 1965); la dernière est apparentée aux algorithmes du gradient (Méthode de Gauss-Newton).

#### A Méthode des grilles emboîtées

Cette optimisation consiste à définir a priori la zone de l'espace paramétrique que l'on veut explorer. Cette zone est systématiquement balayée avec un pas de variation propre à chaque jeu de paramètres. Des critères (ou fonctions-coût) sont associés qui permettent d'évaluer, à chaque jeu de paramètres testé, la qualité de reconstitution de la paramétrisation. Les meilleurs résultats sont ensuite classés pour chaque critère employé (efficacité, coefficient de corrélation, somme des résidus au carré, etc...). Selon les résultats obtenus, on relance l'optimisation en réduisant l'espace paramétrique et éventuellement le pas de balayage. Le processus est poursuivi

jusqu'à ce que les critères calculés ne varient plus significativement (dès que la variation est inférieure à un seuil) d'une itération à l'autre. Cette technique d'optimisation est très facile à mettre en oeuvre et estime avec une bonne précision les paramètres de modèle. Pourtant, si l'espace paramétrique à explorer est grand et les pas de balayage fins, cette méthode nécessite des temps de calcul très longs. D'autre part, chaque itération exige que l'optimisateur contrôle les critères sélectionnés et relance le processus. Cette optimisation "manuelle" demande un suivi constant et devient très longue si l'on impose un maillage de l'espace paramétrique fin. En revanche, si le pas de balayage est trop large, on a le risque de ne pas déterminer la zone où se situe l'optimum. Dans ce cas, l'algorithme identifiera un jeu de paramètres relatif à un minimum local, éventuellement éloigné du "véritable" optimum.

#### B Algorithme du Simplex (Nelder & Mead, 1965)

Cette méthode fait partie des algorithmes de recherche directe d'un optimum (maximum ou minimum) d'une fonction multivariable. Comme la méthode de Rosenbrock, elle repose sur l'évaluation, itération après itération, d'une fonction coût  $V(\theta)$ . La procédure séquentielle permet d'évaluer, dans l'espace paramétrique, la direction à prendre pour se rapprocher du minimum.

Pour une fonction de production à  $p$  paramètres  $(\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_p)$ , on recherche le jeu de paramètres tel que le critère soit minimum. La fonction coût  $V(\theta)$  choisie pour l'optimisation sera le critère de Nash (ou efficacité), (Nash et Sutcliffe, 1970). On rappelle que ce critère est défini par:

$$E(\theta) = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_i - \bar{Q})^2 - \sum_{i=1}^N (Q_i - \hat{Q}_i)^2}{\sum_{i=1}^N (Q_i - \bar{Q})^2}$$

Dans la version proposée ici, l'algorithme est conçu pour déterminer le minimum de la fonction coût  $V(\theta)$  considérée. Par conséquent, la fonction coût retenue dans la procédure devra être  $V(\theta) = 1 - E(\theta)$ , sachant que le critère de Nash  $E(\theta)$  est une fonction variant entre moins l'infini, pour les essais les moins bons, à 1 pour une modélisation en parfaite adéquation avec les observations.

L'algorithme débute par la création de  $p+1$  vecteurs de  $p$  paramètres  $(\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_p)$  si possible indépendants. La fonction coût est calculée pour chacun de ces vecteurs et, parmi les  $p+1$  vecteurs, on retiendra le maximum et le minimum de la fonction critère  $V(\theta)$ . On note ainsi

$$\begin{aligned} \theta_h & \text{ le vecteur tel que } V(\theta_h) = \text{Max}[V(\theta_1), V(\theta_2), \dots, V(\theta_{p+1})] \\ \theta_l & \text{ " " " " } V(\theta_l) = \text{Min}[V(\theta_1), V(\theta_2), \dots, V(\theta_{p+1})] \end{aligned}$$



D'autre part, on calcule  $\theta_{gr}$  le vecteur qui se situe au centre de gravité des vecteurs initiaux (du Simplex initial) quand on exclue le maximum  $\theta_h$ .

Le calcul de ces vecteurs est à la base de la procédure séquentielle de recherche d'optima. L'idée de cet algorithme revient à explorer l'espace des paramètres dans la zone la plus éloignée du maximum (pour rechercher bien évidemment le minimum). Pour cela, on calcule à chaque itération un nouveau vecteur  $\theta^*$  dont on détermine la position à l'aide d'une opération appelée Réflexion.

### 1 Réflexion.

$\theta^*$  est le point situé à l'opposé du maximum par rapport au centre de gravité. Ses coordonnées sont obtenues par :

$$\theta^* = (1 + \alpha) \theta_{gr} - \alpha \theta_h$$

En comparant  $V(\theta^*)$  avec la valeur  $V(\theta_i)$  du minimum du Simplex, on calcule ensuite un nouveau vecteur  $\theta^{**}$  dont les coordonnées peuvent être

- Dans le prolongement de  $\theta^*$  si  $V(\theta^*) < V(\theta_i)$  (Expansion)
- Entre  $\theta_{gr}$  et  $\theta^*$  si  $V(\theta^*) > V(\theta_i)$  pour tout  $i$  différent de  $h$  (Contraction)

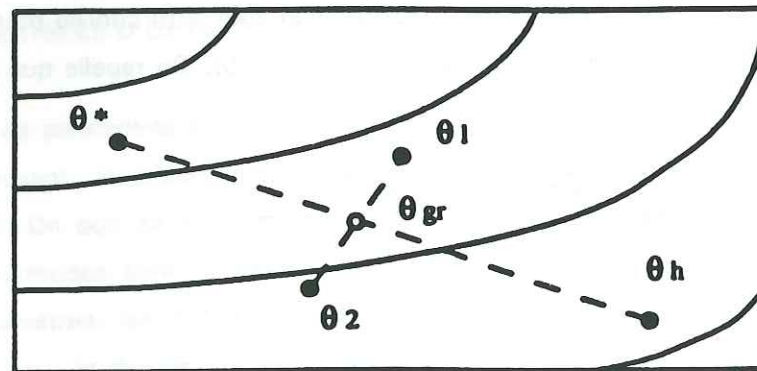


Fig V.1 Réflexion - Exemple où l'on considère une fonction à 2 paramètres

Si  $V(\theta^*)$  est compris entre  $V(\theta_i)$  et  $V(\theta_h)$ , alors  $\theta^*$  remplace  $\theta_h$  et on recommence une nouvelle itération.

### 2 Expansion

Cette opération recherche un point  $\theta^{**}$ , à l'opposé du centre de gravité par rapport à  $\theta^*$ .

Le vecteur  $\theta^{**}$  est obtenu selon

$$\theta^{**} = (1 + \gamma) \theta^* - \gamma \theta_{gr}$$

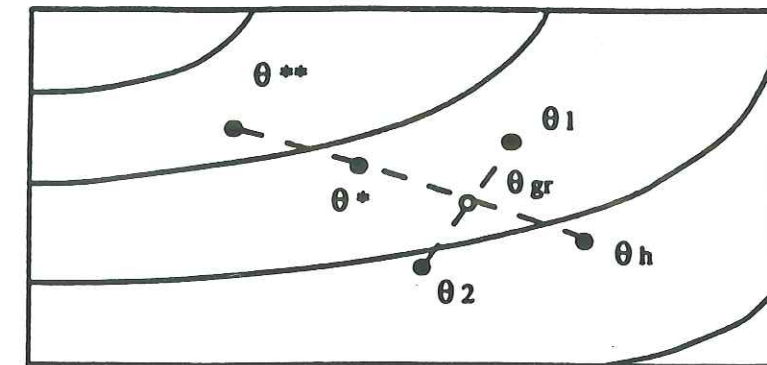


Fig V.2 Expansion

Dans la suite de la procédure, deux cas peuvent se produire

Si  $V(\theta^{**}) > V(\theta_i)$ ,  $\theta^*$  remplace  $\theta_h$ .

Si  $V(\theta^{**}) < V(\theta_i)$ ,  $\theta^{**}$  remplace  $\theta_h$ .

### 3 Contraction

Quand  $V(\theta^*)$  est plus grand que  $V(\theta_i)$ , la zone de l'espace paramétrique où  $\theta^*$  est extrapolé est située "trop loin" du minimum. Il est nécessaire de revenir plus près des autres vecteurs du Simplex par une opération de contraction.

Ainsi, si  $V(\theta^*) > V(\theta_h)$ , on calcule  $\theta^{**}$  par:

$$\theta^{**} = \beta \theta_h + (1 - \beta) \theta_{gr}$$

Si  $V(\theta^{**}) < V(\theta_h)$ , on remplace  $\theta_h$  par  $\theta^{**}$ .

Si  $V(\theta^{**}) > V(\theta_h)$ , on est obligé d'introduire une autre opération appelée rapprochement.

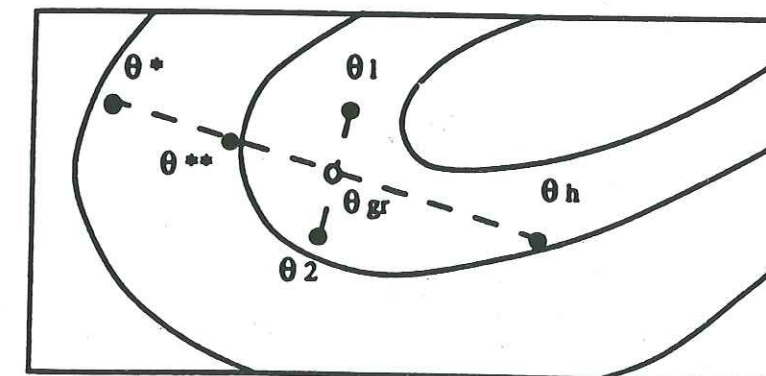


Fig V.3 Contraction



#### 4 Rapprochement

Si les vecteurs estimés  $\theta^*$  et  $\theta^{**}$  ont un critère plus grand que celui du minimum, l'algorithme s'est égaré dans une portion de l'espace paramétrique éloignée du minimum. Recommencer l'exploration par une nouvelle itération est inutile; il est alors nécessaire de déplacer l'ensemble des vecteurs  $\theta_i$  en direction de la zone du minimum. On calcule de nouvelles coordonnées pour chacun des  $\theta_i$  par:

$$\theta_i = \beta \theta_i + (1-\beta) \theta_{gr}$$

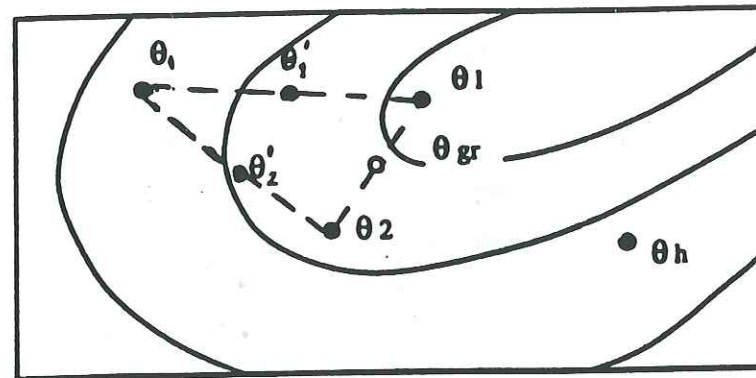


Fig V.4 Rapprochement

Les valeurs  $\alpha, \beta, \gamma$ , introduites dans les quatre opérations proposées dans cet algorithme ont été optimisées par Nelder et Mead; ils donnent  $\alpha = 1, \beta = 0.5$  et  $\gamma = 2$ . La figure V.5 représente l'algorithme de la méthode du Simplex telle que l'on propose ses créateurs.

Le test d'arrêt de procédure reprend le critère originellement proposé par Nelder et Mead. Il s'agit simplement de comparer l'écart-type TST des  $p+1$  valeurs de la fonction coût  $V(\theta)$  avec une valeur fixée arbitrairement. L'écart-type évolue, itération après itération, l'écart entre les  $p+1$  critères  $V(\theta_i)$  du Simplex et, par conséquent, est un bon descripteur de la convergence de l'algorithme à chaque itération. On note

$$TST = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{p+1} (V(\theta_i) - \overline{V(\theta)})^2}{p+1}}$$

Dans la pratique nous avons décidé de comparer TST à une limite fixée à  $10^{-10}$ . Bien que cette valeur paraisse très faible, il est important d'imposer une limite très basse. Très fréquemment, on peut observer l'algorithme se stabiliser vers  $TST = 10^{-7}$  puis repartir vers des valeurs plus grandes. A  $10^{-10}$ , on peut considérer que l'algorithme converge véritablement.

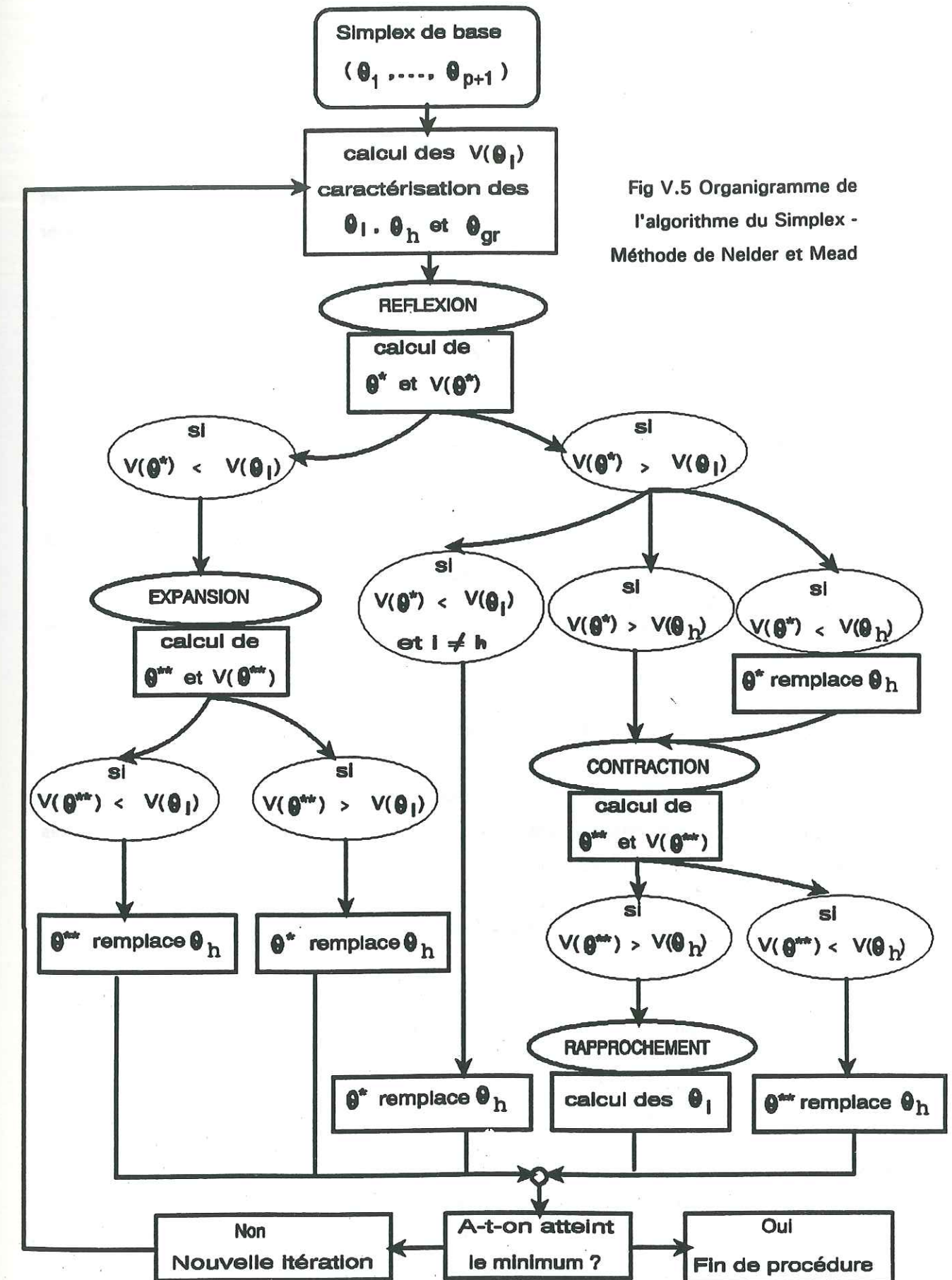


Fig V.5 Organigramme de l'algorithme du Simplex - Méthode de Nelder et Mead



### C Algorithme du gradient

Parmi les nombreuses méthodes assimilées à des algorithmes du gradient, on va utiliser la méthode de Gauss-Newton.

Ces algorithmes qui requièrent le calcul de la dérivée de la fonction coût  $V(\theta)$  par rapport aux paramètres, fonctionnent de manière itérative. Pour chaque itération, l'incrément à apporter aux paramètres  $\theta^i$  estimés à l'itération précédente est déterminé à partir du gradient  $\frac{\partial V(\theta)}{\partial \theta}$ .

Le vecteur de paramètre  $\theta^{i+1}$  de l'itération suivante est calculé par l'expression:

$$\theta^{i+1} = \theta^i + R^{-1} \cdot \frac{\partial V(\theta)}{\partial \theta}$$

Où  $i$  indique la  $i$ ème itération.

Selon la définition de  $R$ , on s'orientera vers différents algorithmes (B.Wéry 1990).

$R = 1$  Algorithme de la plus grande pente

$R = \left( \frac{\partial \hat{Q}}{\partial \theta} \right) \cdot \left( \frac{\partial \hat{Q}}{\partial \theta} \right)$  Gauss - Newton

$R = \frac{\delta^2 V(\theta)}{\delta^2 \theta}$  Newton - Raphson

Compromis entre 1 et 2: Marquart

Si on considère une séquence de  $N$  observations de la grandeur  $Q(t)$  (un débit par exemple), générée par un modèle à  $p$  paramètres, on peut décomposer le débit à l'instant  $t$  après un développement de Taylor au premier ordre:

$$Q(t) = \hat{Q}(t; \theta^0) + \sum_{i=1}^p \left[ \frac{\partial \hat{Q}(t; \theta)}{\partial \theta_i} \right]_{\theta = \theta^0} (\theta_i - \theta_i^0) + e(t)$$

En écrivant

$$\beta_i^0 = (\theta_i - \theta_i^0)$$

$$F_i^0 = \left[ \frac{\partial \hat{Q}(t; \theta)}{\partial \theta_i} \right]_{\theta = \theta^0}$$

Le système devient

$$Q(t) - \hat{Q}(t) = \sum_{i=1}^p \beta_i^0 F_i^0 + e(t)$$

Cette transformation nous permet d'exprimer linéairement les débits en fonction des paramètres du modèle. Un algorithme des moindres carrés minimisera les écarts de prévision et nous pourrions déterminer les  $\beta_i$ . Ainsi on peut réécrire le système

$$Q - \hat{Q}^0 = F^0 \beta^0 + e$$

Avec

$$(Q - \hat{Q}^0)^T = [(Q(M) - \hat{Q}(M; \theta^0)), \dots, (Q(N) - \hat{Q}(N; \theta^0))]$$

$$\beta^{0T} = [(\theta_1 - \theta_1^0), \dots, (\theta_p - \theta_p^0)]$$

et

$$F^0 = \begin{pmatrix} \frac{\partial \hat{Q}(M; \theta)}{\partial \theta_1} & \dots & \frac{\partial \hat{Q}(M; \theta)}{\partial \theta_p} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial \hat{Q}(N; \theta)}{\partial \theta_1} & \dots & \frac{\partial \hat{Q}(N; \theta)}{\partial \theta_p} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial \hat{Q}(M; \theta)}{\partial \theta} \\ \vdots \\ \frac{\partial \hat{Q}(N; \theta)}{\partial \theta} \end{pmatrix}$$

La résolution par les moindres carrés du système donnera

$$\beta^0 = (F^{0T} F^0)^{-1} \cdot F^{0T} \cdot (Q - \hat{Q}^0)$$

A chaque itération, le vecteur des paramètres du modèle sera corrigé selon

$$\theta^{j+1} = \theta^j + \beta^j$$

$$\Rightarrow \theta^{j+1} = \theta^j + (F^{jT} F^j)^{-1} \cdot F^{jT} \cdot (Q - \hat{Q}^j)$$

$$\Rightarrow \theta^{j+1} = \theta^j + (F^{jT} F^j)^{-1} \cdot F^{jT} \cdot e$$

$\theta^j$  vecteur de paramètres obtenu à l'itération précédente ( $\theta^0$  vecteur initial).

$e$  vecteur des erreurs de prévision.

$F^j$  matrice des dérivées partielles des prévisions par rapport aux paramètres.

Les dérivées sont calculées numériquement par:

$$\frac{\partial \hat{Q}(t; \theta_i)}{\partial \theta_i} = \frac{\hat{Q}(t; \theta_1, \dots, \theta_i + \Delta \theta_i, \dots, \theta_p) - \hat{Q}(t; \theta_1, \dots, \theta_i - \Delta \theta_i, \dots, \theta_p)}{2 \Delta \theta_i}$$

Où  $\Delta \theta_i$  est une faible variation de la valeur du paramètre  $\theta_i$ .

On interrompt la procédure quand la variation des paramètres d'une itération à l'autre devient négligeable.

La variance des paramètres estimés s'écrit:

$$\text{var}(\hat{\theta}^j) = V(\theta^j) \cdot (F^{jT} F^j)^{-1}$$

Avec  $V(\theta^j)$  variance des résidus



#### D Conditions d'emploi des algorithmes

L'utilisation de ces algorithmes pour la calibration des modèles hydrologiques est sujette à quelques précautions d'emploi. Comme le remarque B. Wéry (1990), l'emploi d'algorithmes du type gradient peut présenter quelques dangers. Il évoque un type de problème qu'on peut rencontrer et qui peuvent provoquer une non-convergence de ce type d'algorithmes.

Un algorithme de type gradient suppose le calcul d'une dérivée numérique de la fonction coût. Dans le cas de modèles présentant des seuils, on pourra constater des discontinuités au niveau de la dérivée qui entraîneront des problèmes d'estimation et de convergence.

Pour les deux types de méthodes, un risque permanent est de converger vers des minima locaux. Cependant, l'algorithme du Simplex présente l'avantage d'être initialisé par  $p + 1$  vecteurs de paramètres (dans le cas d'un modèle à  $p$  paramètres). Ceci nous donne la possibilité de balayer une gamme très large de l'espace paramétrique. L'algorithme de Gauss-Newton n'est initialisé que par un seul vecteur de paramètres. Si ce vecteur est situé loin de la valeur optimale de la fonction à caler, il est bien possible que l'algorithme convergera vers une solution éloignée du minimum. D'autre part le Simplex n'est pas affecté par l'existence de discontinuités et progresse quelle que soit le type de fonction considérée. Dans notre démarche exploratoire où nous allons tester un certain nombre de fonctions de production dont les paramètres de calage sont inconnus, il sera préférable d'employer en premier le Simplex afin qu'il nous donne un ordre de grandeur des paramètres optimaux. Le gradient sera choisi en un second temps car il fournit souvent une meilleure convergence.

#### V.2.2 ANALYSE DE STRUCTURE

En hydrologie, le modélisateur n'a souvent pas de possibilité de valider son modèle sur des grandeurs mesurables in-situ. Cette difficulté d'expérimentation rend impossible toute vérification des paramètres de modèle. D'autre part bien des modèles, et c'est le cas du nôtre, schématisent le comportement de bassin versants à l'aide de concepts pratiques pour l'esprit. Identifier par exemple un bassin versant à un (ou plusieurs) réservoir simplifié trop brutalement la transformation pluie-débit. La nature ne se plie pas forcément à une conceptualisation aussi rigide. La signification des paramètres calés n'aura, dans la plupart des cas, pas de sens physique. Ils n'auront sans doute pas d'autre sens que celui de paramètres contrôlant un réservoir. Dans ces conditions, l'optimisation des paramètres d'un modèle et à fortiori la recherche d'une structure, est une tâche aveugle. On devra procéder par tâtonnement.....

A priori, compte tenu du degré de complexité qu'il est possible d'introduire dans une fonction de production, il est difficile d'identifier une structure où chaque paramètre contribue efficacement, sans interagir avec tel ou tel autre. La pertinence d'une structure se retrouve dans la notion de d'identifiabilité structurale. B. Wéry propose une définition de ce concept: "La structure d'un modèle hydrologique  $M = Ft(Q, PB, \theta)$ , paramétré par le vecteur  $\theta$  est globalement identifiable si et seulement si, pour des séries limnimétriques et pluviométriques données, des valeurs différentes de  $\theta$  fournissent des prévisions de débit différentes". Cette notion d'identifiabilité est proche de celle de sensibilité de paramètre. Un paramètre dont la sensibilité est faible peut voir sa valeur varier considérablement sans provoquer de répercussions déterminantes sur la variable de sortie. En conséquence, l'importance d'un paramètre peut être remise en question et selon les cas, sa disparition ou une reparamétrisation seront envisagés.

L'analyse de structure repose sur une étude des paramètres qui la compose. Ce sont les paramètres qui sont responsables de l'identifiabilité ou non d'une structure. A ce sujet, on évoquera deux types de problèmes induisant une éventuelle non-identifiabilité de structure.

- le manque de sensibilité d'un ou plusieurs paramètres.

L'existence d'un paramètre dont les valeurs de calage couvrent une grande plage de variation sans influence considérable sur la fonction coût, causera une difficulté d'identification de ce paramètre. Les algorithmes, dans un cas comme celui-ci, "erreront" dans la zone où la fonction coût est minimale sans parvenir à converger vers une valeur unique.

- la compensation entre paramètres.

Ce cas de figure présentera le désavantage de ne pas pouvoir séparer correctement les effets entre deux (ou plus) paramètres et empêchera une identification acceptable des paramètres.

A cet égard, D. Sempere (1990) signale, dans le calage de la fonction de production analytique-climatique, une compensation entre deux paramètres du modèle. En effet chacun de



ces paramètres contrôlent une variable interne au modèle (un indice de pluie antérieur et un indice de débits antérieurs). Après calage, il a remarqué que l'effet de l'une des deux variables était totalement anihilé par l'autre. Vraisemblablement, la colinéarité de ces variables est telle qu'il est inutile d'employer deux paramètres pour décrire un même effet. Une reparamétrisation est à envisager si ce phénomène de compensation se reproduit systématiquement.

Parmi les méthodes d'analyse proposées pour une étude de structure on va citer:

1 - Une étude de la stabilité des paramètres.

Y. Cormary et A. Guilbot (1971), avec le modèle CREC, montrent que selon la période de calage la valeur des paramètres, pour un même bassin, n'est pas toujours constante. Les paramètres instables varient parfois dans de grandes proportions et témoignent d'un manque de cohérence de la structure.

2 - En étudiant la sensibilité de la fonction coût aux variations des paramètres au voisinage du minimum, ces mêmes Y. Cormary et A. Guilbot ont mis en évidence le manque de sensibilité de certains paramètres. L'examen de la morphologie de la fonction coût au niveau du minimum est très utile pour se renseigner sur la qualité d'un paramètre. Une allure aplatie près du point bas trahira une faible sensibilité. L'élimination des paramètres peu sensibles n'a pas causé un préjudice quant aux performances du modèle employé.

3 - Une autre approche temporelle consiste à étudier l'évolution de la dérivée calculée par:

$$\frac{\partial \hat{Q}(t; \theta_i)}{\partial \theta_i} = \frac{\hat{Q}(t; \theta_1, \dots, \theta_i + \Delta \theta_i, \dots, \theta_p) - \hat{Q}(t; \theta_1, \dots, \theta_i - \Delta \theta_i, \dots, \theta_p)}{2\Delta \theta_i}$$

La représentation de ces graphes permet d'apprécier le moment où tel paramètre joue le plus de rôle. Les périodes où la sensibilité est la plus élevée correspondent aux moments où l'influence de ce paramètre est la plus grande. Cependant ce type d'analyse devient vite fastidieuse si la paramétrisation est élevée et s'avère très délicat dès que la structure possède des discontinuités.

4 - Un autre de ces outils d'analyse est l'examen de la matrice variance-covariance des paramètres après calage (Mein R. et Brown B. 1976, 1978; Troutman 1985).

$$\text{var}(\hat{\theta}) = V(\theta) \cdot \left[ \left( \frac{\partial \hat{Q}(t; \theta)}{\partial \theta} \right)^T \cdot \left( \frac{\partial \hat{Q}(t; \theta)}{\partial \theta} \right) \right]^{-1}$$

$$\text{var}(\hat{\theta}) = V(\theta) \cdot (F^T F)^{-1} = V(\theta) \cdot H^{-1}$$

Où H, matrice variance-covariance des paramètres estimés est aussi appelée matrice des sensibilités.

Cette matrice nous informera sur la sensibilité des paramètres: ainsi des paramètres peu sensibles verront leur variance élevée, des paramètres qui se compensent entre eux auront une covariance élevée.

On en déduit la valeur du rapport de chaque paramètre à son erreur standard

$$T_{\theta} = \frac{\hat{\theta}}{\sqrt{\text{var} \hat{\theta}}}$$

qui suit une distribution de Student à N-p degrés de liberté.

Un paramètre de grande variance (faible sensibilité) fera décroître  $T_{\theta}$ . Il devra être comparé aux valeurs  $t_{\alpha/2}$  pour évaluer son importance.

5 - Indice de sensibilité

Sarooshian S. et al (1982, 1985) ont construit un indice de sensibilité atemporel qui permet de déterminer le degré de compensation mutuelle entre paramètres. Il offre la possibilité d'évaluer le risque d'un paramètre d'être influencé par l'ensemble des autres.

Au voisinage du minimum, on représente la région de l'espace paramétrique pour laquelle les variables de sortie du modèle ne peuvent plus être distinguées, par une équation elliptique.

$$\varepsilon = V(\theta) - V(\hat{\theta}) = (\theta - \hat{\theta})^T \cdot F^T \cdot F \cdot (\theta - \hat{\theta})$$

avec F la matrice des dérivées comme définie auparavant.

Dans l'exemple simple d'un modèle à deux paramètres (fig V.6), un modèle dont la structure est bien identifiée présentera une ellipse d'indifférenciation du type

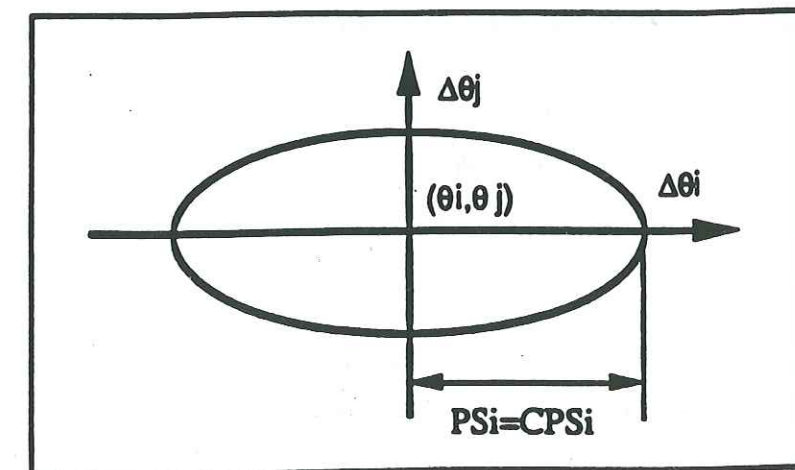


Fig V.6 Ellipse d'indifférenciation dans le cas de deux paramètres indépendants



où, pour une variation maximale d'un paramètre, on n'observe pas de variation de la part de l'autre.

Si les axes de l'ellipse sont inclinés par rapport aux axes paramétriques, pour une variation d'un paramètre, l'autre paramètre devra simultanément varier.

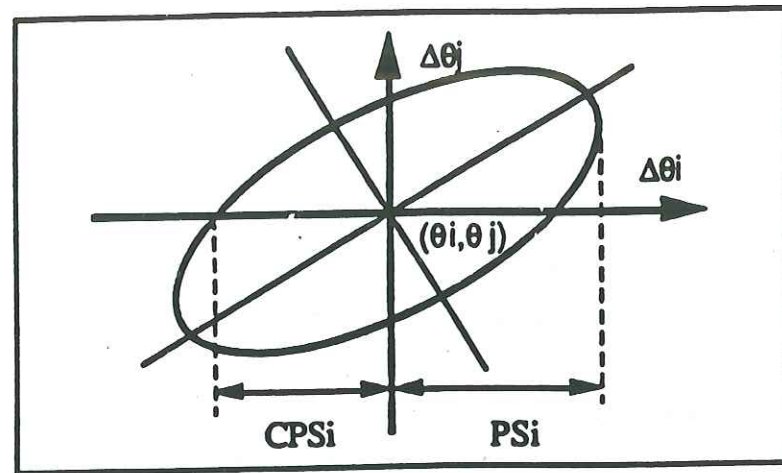


Fig V.7 Ellipse d'indifférenciation dans le cas où les deux paramètres se compensent

Gupta V. et Sarooshian S. ont introduit un indice adimensionnel qui décrit les caractéristiques géométriques de cette ellipse d'indifférenciation. Il est calculé à partir de deux indices de forme.

- l'indice de variation maximale d'un paramètre sans que les autres ne varient qui est donné par:

$$CPS_i(\theta) = \pm \sqrt{\frac{\varepsilon}{\text{var}(\theta_i)}} = \pm \sqrt{\frac{\varepsilon}{h_{ii}}}$$

- l'indice de variation maximale d'un paramètre en permettant aux autres de varier qui s'écrit:

$$PS_i(\theta) = \sqrt{\frac{\varepsilon}{(h_{ii} - g_i^T \cdot G_{ii}^{-1} \cdot g_i)}}$$

Pratiquement, ces deux indices se calculent à partir de la matrice des sensibilités H en prenant comme notations:

$h_{ij}$  : l'élément situé sur la ième ligne et la jème colonne (variance des paramètres estimés).

$G_{ij}$  : la matrice (p-1) (p-1) formée avec H auquel on a enlevé la ième ligne et la jème colonne.

$g_i$  : la ième colonne de H à laquelle on a retranché  $h_{ij}$ .

Le rapport de ces deux indices fournit  $n_i$  qui mesure l'effet compensatoire des paramètres du modèle quand on cause une perturbation sur le paramètre  $\theta_i$ .

$$n_i = \frac{PS_i(\theta)}{CPS_i(\theta)}$$

Soit

$$n_i = \sqrt{\frac{h_{ii}}{(h_{ii} - g_i^T G_{ii}^{-1} g_i)}}$$

Ainsi, quand  $n_i = 1$ , il n'y a pas de compensation des autres paramètres du modèle sur  $\theta_i$ .

Si  $n_i$  s'accroît, ceci révèle une compensation sous jacente de la part des paramètres et induit une plus faible identifiabilité de  $\theta_i$ .



## V.3 PRESENTATION DE LA FONCTION DE PRODUCTION ET DES DONNEES

### V.3.1 DESCRIPTION DE LA FONCTION DE PRODUCTION - RAPPELS

On rappelle que l'hypothèse de stockage proposée au Chapitre IV suppose que chaque parcelle élémentaire peut être assimilée à un réservoir alimenté à chaque pas de temps par la pluie brute  $PB_i$  et se vidangeant par deux ouvertures représentant l'alimentation de l'écoulement  $q_i$  et l'autre les pertes par infiltration  $q_i'$  (Fig. V.1). Ce réservoir est supposé linéaire dans un premier temps, c'est à dire que les flux  $q_i$  et  $q_i'$  sont proportionnels au volume stocké ou à la hauteur d'eau  $h_i$  disponible dans le réservoir.

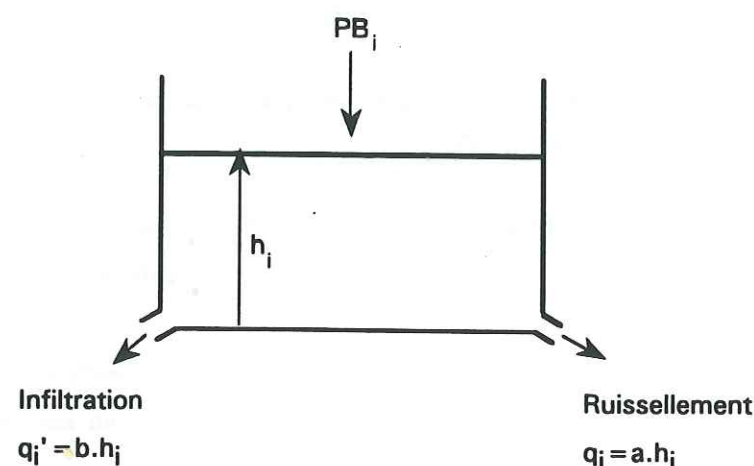


Fig V.7 Schéma de fonctionnement du réservoir

En faisant l'hypothèse que le réservoir est uniforme sur l'ensemble du bassin (approche globale), l'équation de la lame efficace comporte un terme autorégressif ainsi qu'un terme fonction de la pluie brute.

$$LE_i = LE_{i-1} \cdot e^{-\alpha} + PB_i \cdot \frac{(1 - e^{-\alpha})}{\alpha} \quad V.1$$

La lame efficace au pas de temps  $i$  est en partie expliquée par la lame efficace du pas de temps  $i-1$ . Cette formulation aura l'avantage, lorsque les pluies auront cessé, de fournir des lames efficaces dont la décroissance se produira exponentiellement. Nous espérons, de ce fait, suivre le mieux possible les périodes de récession qui caractérisent les lames efficaces déconvoluées, et bien entendu les récessions des hydrogrammes de crue. Ce terme est contrôlé par un coefficient  $\alpha$  caractérisant les pertes du réservoir (par ruissellement ou par infiltration).

Le deuxième terme de la fonction de production est une fonction de la pluie brute. Cette contribution de la lame d'eau moyenne précipitée sur la bassin constitue le terme dynamique de la fonction de production Il est contrôlé par un coefficient d'apport au au ruissellement  $a$ .

### V.3.2 LES DONNEES UTILISEES

Il semble important de souligner un point crucial en ce qui concerne l'échantillonnage des crues. Au chapitre précédent, portant sur la partie transfert de la relation pluie-débit, on avait utilisé un échantillon de 27 crues construit en faisant commencer la crue au premier pas de temps significatif de pluie efficace. Ce découpage, réalisé par Daniel Sempere (1990) dans le but de faciliter l'identification d'une fonction de transfert par la méthode DPFT, est dangereux dès qu'on envisage d'expliquer une crue en partant des précipitations. La mise au point (et l'application) d'une fonction de production nécessite de prendre en compte le plus possible de l'information pluviométrique disponible. Dans cette perspective, il nous est apparu indispensable de compléter les crues tronquées en rajoutant tous les pas de temps de pluie en début d'épisode (Fig V.8 épis. 8041).

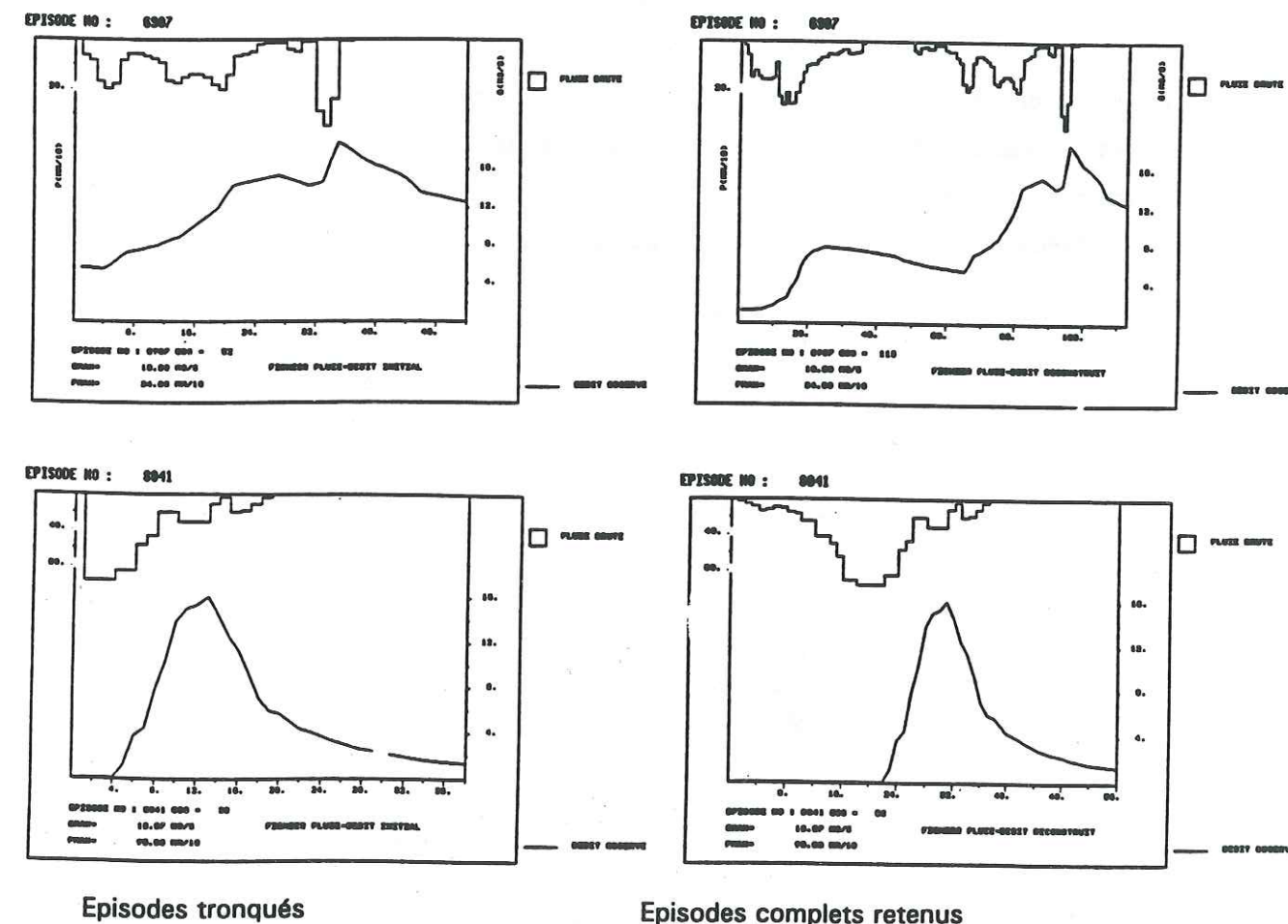


Fig V.8 Problème d'échantillonnage



Dans certains cas, on a même tenu à rajouter des averses entières afin d'obtenir des hydrogrammes plus complexes permettant d'appréhender toute l'historique d'une crue. (Fig V.8 épis. 6907). Notons que ce choix nécessaire constituera évidemment un handicap important lorsqu'il s'agira d'évaluer les performances du modèle.

### V.3.3 LES LAMES EFFICACES SERVANT AU CALAGE

Le calage de la fonction de production sur les lames efficaces a été préféré à un calage sur les débits ou les variations de débit car ce type de calibration semble représenter le meilleur compromis possible (Sempere 1990, Wendling 1992). En effet dans le cas d'un calage sur les débits observés, même si le critère de reconstitution sur les débits peut monter à des valeurs élevées, il peut aussi conduire à une mauvaise reconstitution de la dynamique des crues. Un calage sur les variations de débit, au contraire risque de produire des débits n'ayant que peu de rapport avec les débits mesurés.

On a vu au chapitre précédent qu'il ne nous est pas possible d'identifier une fonction de transfert unique compatible avec nos hypothèses sur le bassin du réal Collobrier. Toutefois la durée de cette fonction de transfert est apparue comme une grandeur stable (deux heures soit quatre pas de temps). En conséquence, nous nous sommes imposé arbitrairement une fonction de transfert issue de l'algorithme itératif et alterné de la DPFT en partant de quatre coefficients de même valeur chacun (0.25) et en imposant une condition de lissage des lames efficaces déconvoluées. La figure V.9 montre la fonction de transfert ainsi utilisée.

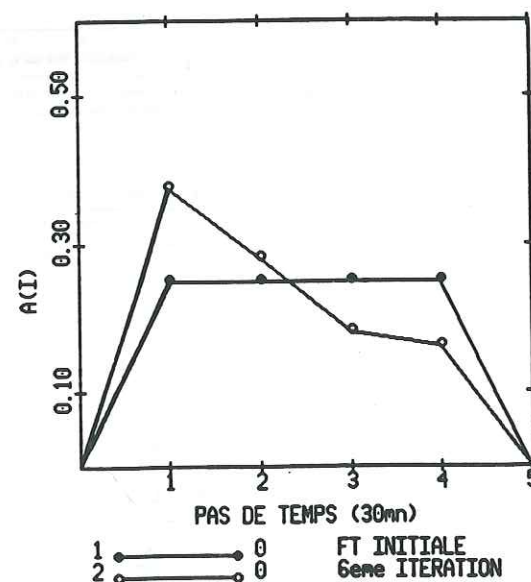


Fig V.9 La fonction de transfert identifiée servant au calage

### V.4 RESERVOIR LINEAIRE

On cherche ici à identifier des paramètres  $a$  et  $\alpha$  pour la fonction de production capables de rendre compte des lames efficaces déconvoluées. L'hypothèse de linéarité du réservoir suppose que la capacité du bassin au ruissellement (paramétrée par  $a$ ) et à l'infiltration (paramétrée par  $b = \alpha - a$ ) est stationnaire pendant chaque épisode.

Deux cas de figure se distinguent à présent.

A: Les paramètres  $a$  et  $\alpha$  sont des invariants: ils gardent la même valeur pendant tous les épisodes.

B: Les paramètres  $a$  et  $\alpha$  gardent une valeur constante au cours de chaque épisode mais varient d'une crue à l'autre. Le réservoir de stockage doit donc être initialisé épisode par épisode.

#### V.4.1 A ET $\alpha$ INVARIANTS, CARACTERISTIQUES DU BASSIN

Dans ce cas, le couple d'inconnues ( $a, \alpha$ ) est calculé sur l'ensemble des épisodes de crue disponibles. Afin de faciliter l'identification du système sur le jeu multi-événement, on a préféré résoudre l'équation suivante.

$$LE_i = LE_{i-1} \cdot K_1 + PB_i \cdot K_2 \quad V.2$$

Où  $K_1$  et  $K_2$  ont été calculés par les moindres carrés

Sous forme matricielle, on écrit le système suivant:

$$\begin{bmatrix} LE_{1,1} \\ \vdots \\ LE_{n_1,1} \\ LE_{1,2} \\ \vdots \\ LE_{n_2,2} \\ \vdots \\ LE_{1,m} \\ \vdots \\ LE_{n_m,m} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} LE_{0,1} & PB_{1,1} \\ \vdots & \vdots \\ LE_{n_1,1} & PB_{n_1,1} \\ LE_{0,2} & PB_{1,2} \\ \vdots & \vdots \\ LE_{n_2,2} & PB_{n_2,2} \\ \vdots & \vdots \\ LE_{0,m} & PB_{1,m} \\ \vdots & \vdots \\ LE_{n_m-1,m} & PB_{n_m,m} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} K_1 \\ K_2 \end{bmatrix}$$

Après résolution, les paramètres estimés donnent avec les unités des données du Réal Collobrier (soit un pas d'échantillonnage de 30 mn):

$$\begin{aligned} a &= 0.0138 (30 \text{ mn})^{-1} & \text{Soit } a &= 0.0276 \text{ h}^{-1} \\ \alpha &= 0.0513 (30 \text{ mn})^{-1} & \alpha &= 0.1026 \text{ h}^{-1} \end{aligned}$$



Par convolution avec la fonction de transfert, on reconstitue des débits modélisés (tableau V.1). Les critères de reconstitution fournissent des résultats assez médiocres ( $E_Q=0.443$ ,  $E_{DQ}=0.247$ ) mais la dynamique générale des crues est assez bien suivie (Fig V.10). Dans l'ensemble, les hydrogrammes reconstitués ont des comportements assez contrastés. Parfois, les volumes sont fortement sous-estimés (épis. 7836), dans d'autres cas la décrue est surestimée (épis. 7320). Sur presque toutes les crues modélisées, les pics de crue sont manqués: le réservoir ne parvient pas à libérer suffisamment vite des volumes de ruissellement.

Une des caractéristiques commune semble être une incapacité à simuler correctement le début des crues: dès les premières pluies, des débits sont générés. Les récessions modélisées présentent des décroissances assez semblables à celles observées. Sur les épisodes multi-pics (épis 6907, 7836), cette modélisation fournit des volumes pratiquement égaux en début et en fin de crue. Les pluies en début d'épisode génèrent autant de ruissellement qu'en fin de crue sans tenir compte des pertes occasionnées par la succion des sols ou la forte infiltrabilité susceptible d'exister en début de crue.

Tableau V.1 Echantillon de calibration				
	$R^2$	Effizienz	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lame efficace	0.434	0.432	1.078	-0.153
Débit	0.453	0.443	0.973	-0.796
Variation de débit	0.427	0.248	1.086	0.002

Tableau V.2 Echantillon de validation				
	$R^2$	Effizienz	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.427	0.326	1.332	-0.419
Variation de débit	0.337	0.229	2.298	-0.022

Cette modélisation très simple appliquée sur l'échantillon de validation (Tab. V.2) fournit des résultats cohérents avec ceux obtenus en phase de calibration: les crues modélisées fluctuent selon les épisodes entre surestimation et sous-estimation. Les paramètres identifiés sont le reflet d'un moyenne sur la totalité de l'échantillon: la variabilité de l'état initial du bassin n'est pas prise en compte. Pour cette raison, il semble intéressant de calculer ces deux paramètres épisode par épisode.

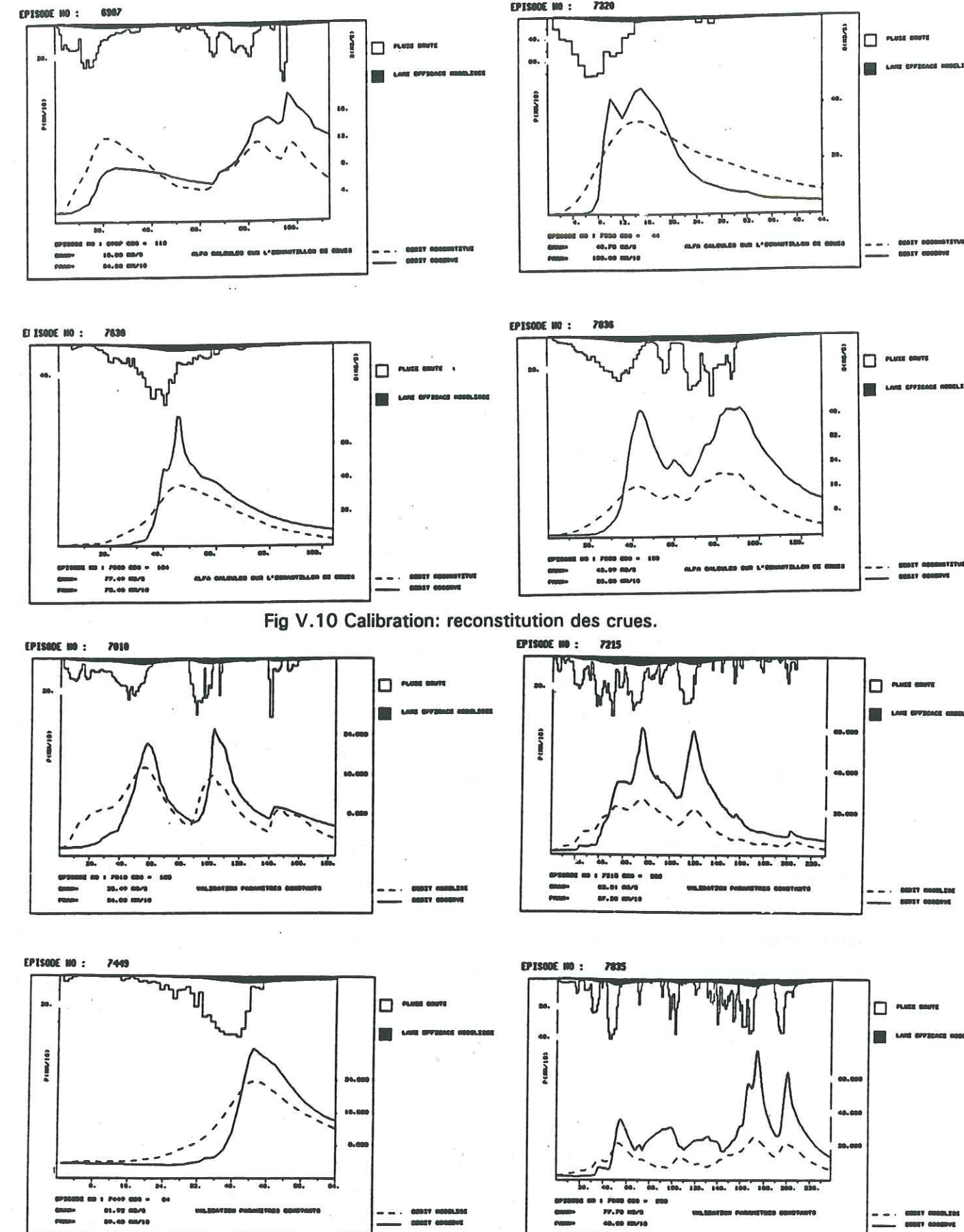


Fig V.10 Calibration: reconstitution des crues.

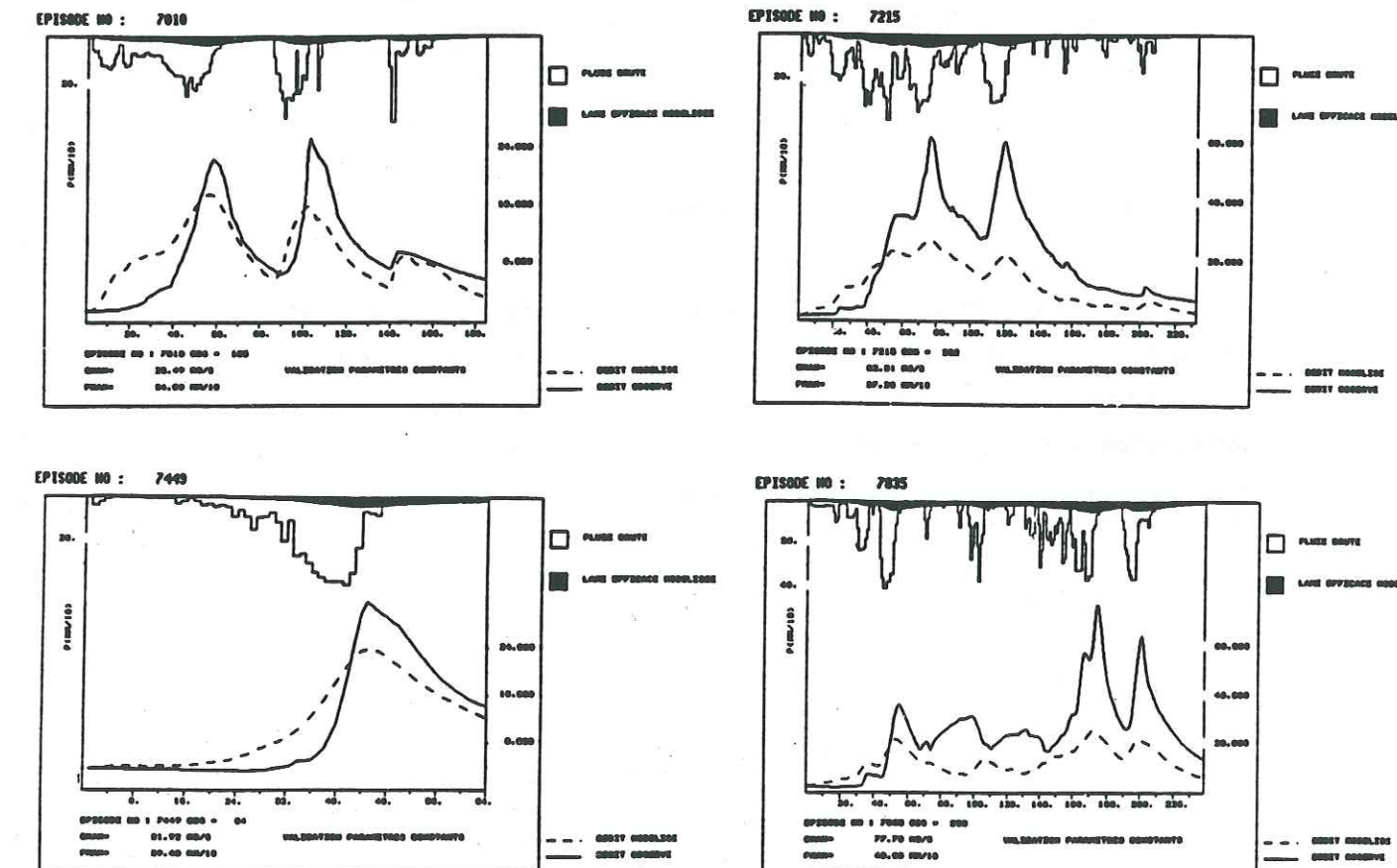


Fig V.11 Validation: reconstitution des crues



# V.4.2 a ET $\alpha$ PARAMETRES CALCULES EPISODE PAR EPISODE

## A Calibration

Le calcul des deux paramètres a été aussi effectué par la méthode des moindres carrés en utilisant la transformation V.2, par une détermination épisode par épisode.

L'introduction d'une initialisation des paramètres de vidange du réservoir (chaque crue est paramétrée par un couple  $(a, \alpha)$  qui "initialise" le réservoir) permet d'augmenter significativement la qualité des résultats en reconstitution de débit même si on perd légèrement en variation de débit. Les hydrogrammes présentés (Fig V.13) permettent de se faire une idée des améliorations apportées. Par exemple, la crue n°7320 qui possédait une décrue très lente avec la méthode précédente (Fig V.10) est beaucoup mieux modélisée. Cette récession plus conforme à la réalité est possible grâce à un coefficient  $\alpha$  de récession très fort (0.228 contre 0.05 pour l'essai précédent.) De même, l'épisode 7630 modélise plus convenablement le pic de crue. Là encore, un ajustement des coefficients est profitable. La rapidité de la réponse est réalisée par une paramétrisation plus adaptée (ici on a  $a=0.030$  contre 0.014). En général les déficits ou les excès observés auparavant sont compensés par cette initialisation des épisodes. D'une manière générale les pics de crue sont nettement mieux rendus que par la méthode précédente.

L'examen du tableau V.4 montre que si pour le paramètre a les valeurs obtenues ne s'éloignent pas beaucoup de la moyenne, on a par contre pour  $\alpha$  un fort écart par rapport à la moyenne.

## B Validation: introduction du débit initial

Si cette version du modèle fournit des simulations en calibration de meilleure qualité ( $E_Q=0.703$ ), elle ne peut pas être employée directement sur un échantillon de validation puisqu'elle nécessite une initialisation des deux paramètres du modèle.

Notre objectif est dans un premier temps d'essayer d'expliquer les paramètres d'initialisation de chacun des épisodes afin de parvenir éventuellement à les prévoir et d'utiliser cette prévision en validation.

Tableau V.3 Echantillon de calibration				
	$R^2$	Efficienne	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lame efficace	0.717	0.691	1.052	-0.134
Débit	0.755	0.703	0.895	-0.957
Variation de débit	0.268	0.268	1.035	-0.001

Tableau V.4 Valeurs des paramètres a et $\alpha$ calculés épisode par épisode par moindres carrés		
Numéro d'épisode	Paramètre $\alpha$ (30 mn <sup>-1</sup> )	Paramètre a (30 mn <sup>-1</sup> )
6601	0.661	0.042
6602	0.030	0.014
6906	0.062	0.013
6907	0.026	0.012
6909	0.034	0.009
7011	0.043	0.006
7112	0.025	0.008
7214	0.022	0.015
7216	0.029	0.011
7318	0.089	0.017
7320	0.228	0.033
7321	0.031	0.006
7426	0.476	0.010
7527	0.049	0.015
7528	0.048	0.016
7630	0.088	0.030
7734	0.048	0.009
7836	0.036	0.022
7837	0.039	0.019
7938	0.025	0.010
7939	0.042	0.007
8040	0.022	0.012
8041	0.081	0.003
8142	0.046	0.009
8343	0.089	0.011
8344	0.122	0.012
8345	0.030	0.005
Valeur minimum	0.022	0.003
Valeur maximum	0.661	0.042
Moyenne	0.088	0.014



La variable explicative disponible avant le début de l'épisode est le débit de la rivière  $Q_0$ . On tente donc une corrélation entre le débit mesuré en début d'épisode  $Q_0$  et les 27 paramètres calculés  $a$  et  $\alpha$ . La corrélation est effectuée sur les logarithmes népériens des paramètres.

Les résultats obtenus (Fig V.12) montrent que s'il existe une corrélation entre le paramètre  $\alpha$  et  $Q_0$  ( $R^2=0.5$ ), il n'y a pas de lien entre  $Q_0$  à  $a$ . La relation reliant  $Q_0$  à  $a$  montre que l'ordonnée à l'origine (-4.332) est prépondérante par rapport à la pente de régression (0.046). Cela a pour conséquence de regrouper les paramètres calculés autour d'une valeur pratiquement constante, très proche de la moyenne des  $a$ .

La relation entre  $Q_0$  et  $\alpha$  est négative: un débit initial élevé donne un faible  $\alpha$ : si le bassin versant est saturé, la décrue est plus lente. On retrouve un résultat énoncé au chapitre II.

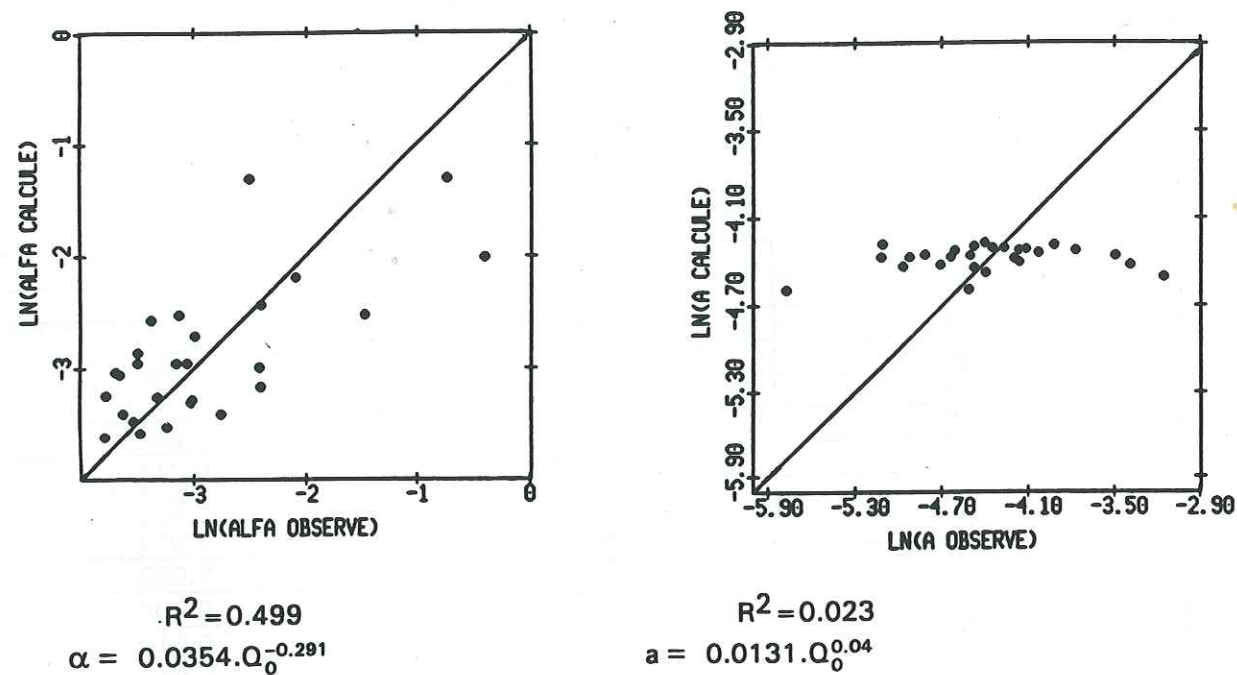


Fig. V.12 Reconstitution des paramètres du modèle

L'application de ces deux relations en validation (Tab. V.6) revient à n'introduire une variabilité que sur le paramètre  $\alpha$ , le paramètre  $a$  n'étant approché que par des valeurs proches de la moyenne. Malgré cette impossibilité à prévoir  $a$ , les résultats en validation sont assez corrects et assez proches de ceux obtenus en calibration. Une efficacité en débit de 0.64 permet de reproduire de façon relativement satisfaisante les volumes de crue (Fig. V.14). Les épisodes 7215 et 7835 ne présentent plus d'importants déficits en volume. Pourtant, sur ces deux reconstitutions, le modèle s'avère peu apte à bien rendre compte des pics de crue.

Tableau V.5 Echantillon de validation				
	$R^2$	Efficacité	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.714	0.640	1.477	-6.705
Variation de débit	0.364	0.271	2.028	-0.079

Tableau V.6 Validation: Paramètres $a$ et $\alpha$ calculés avec le débit initial $Q_0$		
Numéro d'épisode	Paramètre $\alpha$ calculé ( $30 \text{ mn}^{-1}$ )	Paramètre $a$ calculé ( $30 \text{ mn}^{-1}$ )
6804	0.10245	0.01320
7010	0.03149	0.01315
7215	0.03078	0.01315
7422	0.03835	0.01316
7632	0.04315	0.01316
7835	0.02659	0.01315
7113	0.04203	0.01316
7423	0.04521	0.01316
7424	0.03189	0.01315
7631	0.04462	0.01316
7449	0.02426	0.01315
7450	0.02365	0.01315
7151	0.02758	0.01315
7352	0.02326	0.01315
7253	0.02615	0.01315
6954	0.02397	0.01315
7655	0.02006	0.01315
7456	0.02957	0.01315



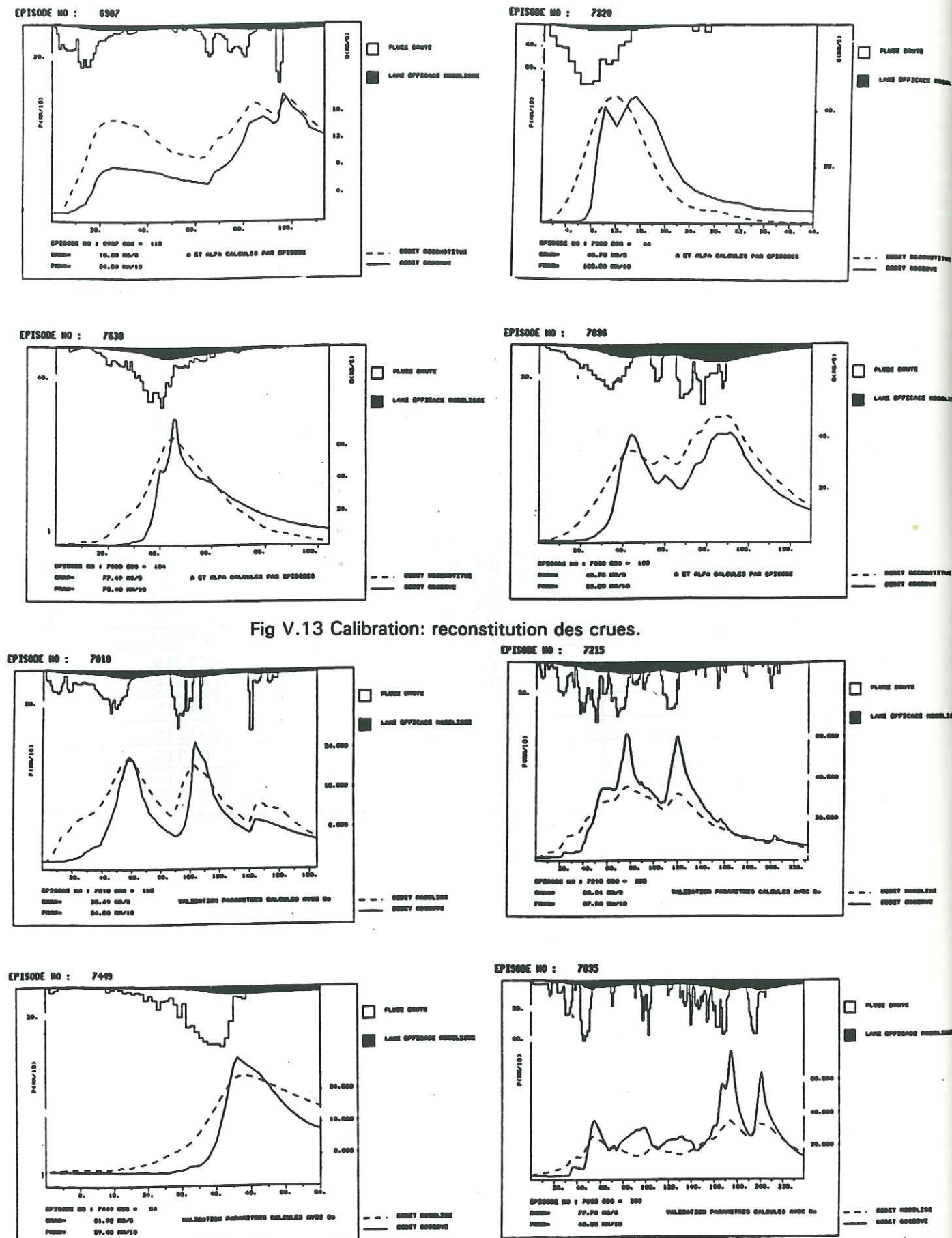


Fig V.13 Calibration: reconstitution des crues.

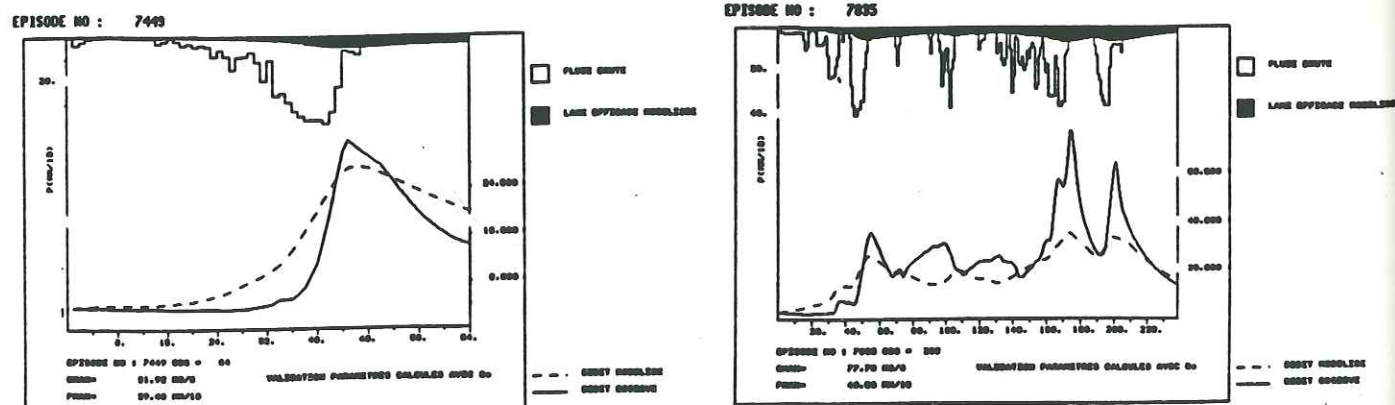


Fig V.14 Validation: reconstitution des crues.

### C Essai d'interprétation de la variabilité des paramètres $\alpha$ et $\alpha$ .

L'objet de ce paragraphe n'est pas d'appréhender la paramétrisation sous un angle opérationnel mais plutôt de comprendre l'évolution de ces paramètres. Notre but est de savoir si la pluviométrie de l'épisode influe sur les valeurs des paramètres calculés. On peut se demander en effet si le réservoir régule sa vidange en fonction des conditions qu'on lui impose en entrée. Une forte ou une faible pluviométrie sur le bassin pourrait influencer la manière dont les volumes sont produits. Afin de répondre à ces questions, on procède à une étude de corrélation multiple pour expliquer les deux paramètres du réservoir. Les variables explicatives testées sont présentées ci-dessous.

VOLU: Cumul des pluies de l'épisode:

$$VOLU = \sum_{i=1}^n PB_i$$

DURE: Nombre de pas de temps de pluie non nulle.

IMOY: Intensité moyenne de pluie pendant l'épisode pluvieux (IMOY = VOLU/DURE).

IMAX: Intensité maximum de pluie enregistrée pendant l'épisode.

PCAR: Cette variable mesure les fluctuations des intensités de pluie. On calcule les écarts au carrés des intensités de pluie d'un pas sur le précédent:

$$PCAR = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (PB_i - PB_{i-1})^2$$

QZER: Débit mesuré au premier pas de temps de la crue.

JSEC: Nombre de jours qui séparent la crue considérée de la précédente.

Là encore, le paramètre  $\alpha$  est plus facilement explicable que  $\alpha$ . Quatre variables parviennent à expliquer les 27 paramètres d'épisode avec un coefficient de corrélation non biaisée au carré de 0.7. La figure V.15 montre la qualité des corrélations trouvées. Les relations font apparaître les variables explicatives dans leur ordre d'importance.



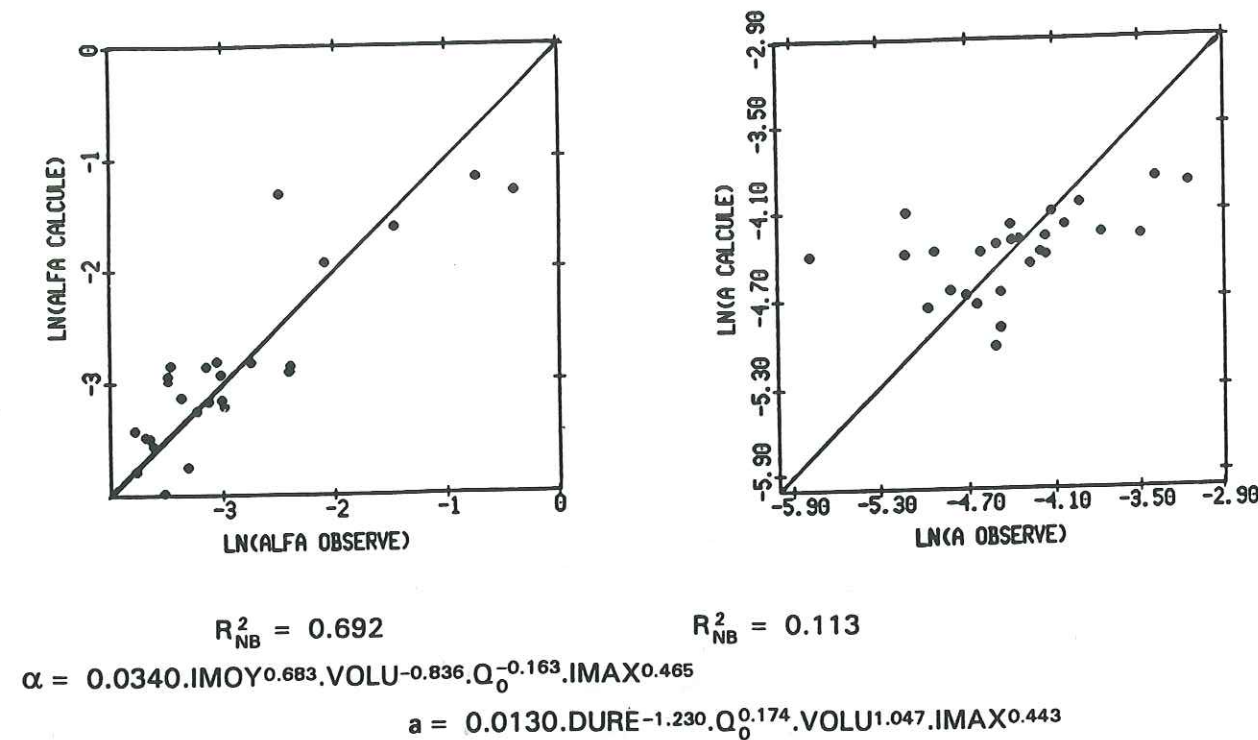


Fig. V.15 Reconstitution des paramètres de calage par corrélation multiple

La matrice des corrélations (Tab. V.7) entre les variables explicatives et  $\alpha$  fait apparaître quatre grandeurs corrélées avec  $\alpha$  par des coefficients de corrélation supérieurs à 0.7. En particulier, l'intensité moyenne sur l'épisode IMOY et l'intensité de pluie maximum IMAX et sont les variables les plus corrélées. Le paramètre  $\alpha$  semble être lié avec la pluviométrie de l'épisode. IMAX et IMOY sont liés positivement à  $\alpha$ . Les variables QZER et DURE également très informatives, sont elles liées négativement. Il semblerait donc que pour des précipitations violentes, mais cependant assez brèves le paramètre  $\alpha$  soit grand. On retrouve là encore un résultat énoncé au chapitre II.

IMAX	1							
VOLU	0.320	1						
IMOY	0.857	0.386	1					
PCAR	0.885	0.154	0.771	1				
DURE	-0.549	0.472	-0.630	-0.607	1			
QZER	-0.734	-0.434	-0.810	-0.611	0.409	1		
JSEC	0.353	0.280	0.300	0.198	-0.051	-0.488	1	
$\alpha$	0.729	-0.001	0.750	0.654	-0.719	-0.706	0.355	1
	IMAX	VOLU	IMOY	PCAR	DURE	QZER	JSEC	ALFA

Tab. IV.7 Matrice de corrélation entre variables explicatives et  $\alpha$

Le tableau V.8 révèle la difficulté de relier le paramètre  $a$  avec des variables pluviométriques. La durée de l'épisode de pluie, le nombre de jours sans pluie avant l'épisode ainsi que le débit initial semblent apporter la majeure partie des informations. Dans la corrélation multiple le nombre de jours sans pluie, probablement contenu dans le débit initial disparaît. Il est difficile, compte tenu de la faible corrélation ( $R^2_{NB} = 0.113$ ) d'expliquer le paramètre  $a$  à partir de la pluie. Néanmoins celle-ci a apporté quelques informations pour expliquer  $a$  ( $R^2 = 0.113$ ) au lieu de 0.023 lorsqu'on n'utilisait que  $Q_0$ !).

IMAX	1							
VOLU	0.320	1						
IMOY	0.857	0.386	1					
PCAR	0.885	0.154	0.771	1				
DURE	-0.549	0.472	-0.630	-0.607	1			
QZER	-0.734	-0.434	-0.810	-0.611	0.409	1		
JSEC	0.353	0.280	0.300	0.198	-0.051	-0.488	1	
A	-0.013	-0.139	0.124	0.023	-0.237	0.152	-0.187	1
	IMAX	VOLU	IMOY	PCAR	DURE	QZER	JSEC	A

Tab. V.8 Matrice de corrélation entre variables explicatives et  $a$ .



### V.4.3 CONCLUSIONS SUR L'EMPLOI D'UN RESERVOIR LINEAIRE

Ce paragraphe a eu pour objet de tester la fonction de production dans l'hypothèse où le réservoir obéit à une loi de vidange linéaire. On a vu que le modèle ne reconstitue qu'imparfaitement les débits quand on impose des paramètres constants pour le bassin quels que soient les épisodes. Toutefois, par une initialisation adaptée à chaque crue, le réservoir linéaire a prouvé sa capacité à modéliser avec davantage de précision les hydrogrammes. L'analyse des paramètres du modèle par corrélation multiple nous a réservé la surprise qu'au moins un des deux paramètres du réservoir pouvait être relié avec des grandeurs physiques. Le concept de réservoir linéaire libérant des volumes d'eau "efficaces" n'est donc pas simplement une schématisation artificielle de la relation pluie-débit. Les paramètres qui régulent ce réservoir ne sont pas seulement des coefficients de calage mais dépendent en particulier des conditions hydro-météorologiques.

Le modèle appliqué à un échantillon de validation a fait preuve d'une certaine robustesse et a reproduit de manière satisfaisante à la fois la dynamique des crues et, surtout, les volumes ruisselés. Il faut souligner la bonne qualité de ces résultats ( $E=0.64$  en validation pour les débits) en dépit d'une rusticité réelle de ce modèle. La formulation autorégressive du modèle paraît introduire une forte inertie dans les lames efficaces. Les crues présentant des pics violents, vraisemblablement dûs à un ruissellement intense sur quelques pas de temps sont la plupart du temps modélisées avec difficulté.

D'autre part, un des inconvénients du modèle consiste en ce qu'il génère des volumes dès que les pluies deviennent significatives en intensité. Dans le cas d'un bassin peu saturé et à grand potentiel d'infiltration, une fraction importante de pluie est perdue en début d'épisode et le modèle est incapable de le représenter. Bien sûr, si on découpe les épisodes en les initialisant au moment où le bassin commence à ruisseler, ce modèle de production sera en mesure de donner des débits vraisemblables. Nous avons repoussé cette tentation qui rend le modèle tributaire de la manière dont le découpage temporel des épisodes a été réalisé.

Enfin, la dernière partie de l'étude a montré que les valeurs à donner aux deux paramètres du modèle pour chaque épisode sont fonction de la pluie de l'épisode pluvieux: ainsi l'hypothèse d'un réservoir linéaire invariant est détruite. Pour progresser dans la qualité des reconstitutions nous devons admettre que les paramètres sont non stationnaires, qu'ils évoluent en cours d'épisode. Nous allons étudier cette hypothèse au paragraphe suivant.

### V.5 RESERVOIR NON LINEAIRE

On a vu que l'hypothèse d'un réservoir linéaire où  $a$  et  $\alpha$  sont des paramètres constants ne permet pas de modéliser les fortes infiltrations de début de crue ni les forts ruissellements possibles pendant l'épisode de crue. L'une des solutions pour y remédier est d'autoriser une évolution des paramètres de vidange  $a$  et  $\alpha$  au cours du temps, comme le suggère l'analyse précédente. Dans ce cas  $a$  et  $\alpha$  deviennent des variables temporelles  $a_i$  et  $\alpha_i$ . Une identification simultanée de ces variables est impossible puisque l'équation à résoudre possède deux inconnues à chaque pas de temps.

Notre démarche procèdera donc par étapes:

Analyse de l'évolution de l'une des variables, l'autre étant supposée invariante.

Essai d'interprétation de la variation ainsi mise en évidence et choix d'une loi exprimant cette variation à partir des facteurs explicatifs mis en évidence.

En utilisant les structures de loi précédentes, identification des paramètres de ces lois en autorisant l'évolution simultanée des  $a_i$  et des  $\alpha_i$ .

#### V.5.1 ETUDE DE LA VARIABILITE TEMPORELLE DE $\alpha$ .

L'analyse des paramètres  $a$  et  $\alpha$  identifiés épisode par épisode nous a montré:

- que la variance de  $\alpha$  est supérieure à la variance de  $a$ .
- que l'on peut expliquer une proportion importante de la variance de  $\alpha$  en utilisant le débit initial mais aussi la pluviométrie de l'épisode. On peut donc imaginer ce coefficient  $\alpha$  comme étant une variable dont la valeur évolue au cours d'un épisode. C'est ce que nous allons faire ici.  $\alpha_i$  est donc la valeur de  $\alpha$  au pas de temps  $i$ .

Cette hypothèse présente le réservoir comme libérant des volumes par ruissellement selon une loi linéaire et invariante ( $q_i = a \cdot h_i$ ).

La moyenne ( $a = 0.0138 \text{ (30mn)}^{-1}$ ) a été retenue. Par contre la loi de vidange par infiltration varie dans le temps.

Les illustrations en Fig V.16 montrent des décroissances extrêmement rapides pour les  $\alpha_i$  identifiés au cours du temps. Les valeurs numériques ont été multipliées par un facteur 1000. On a aussi borné les maxima à 500 ( $0.5 \text{ (30mn)}^{-1}$ ).



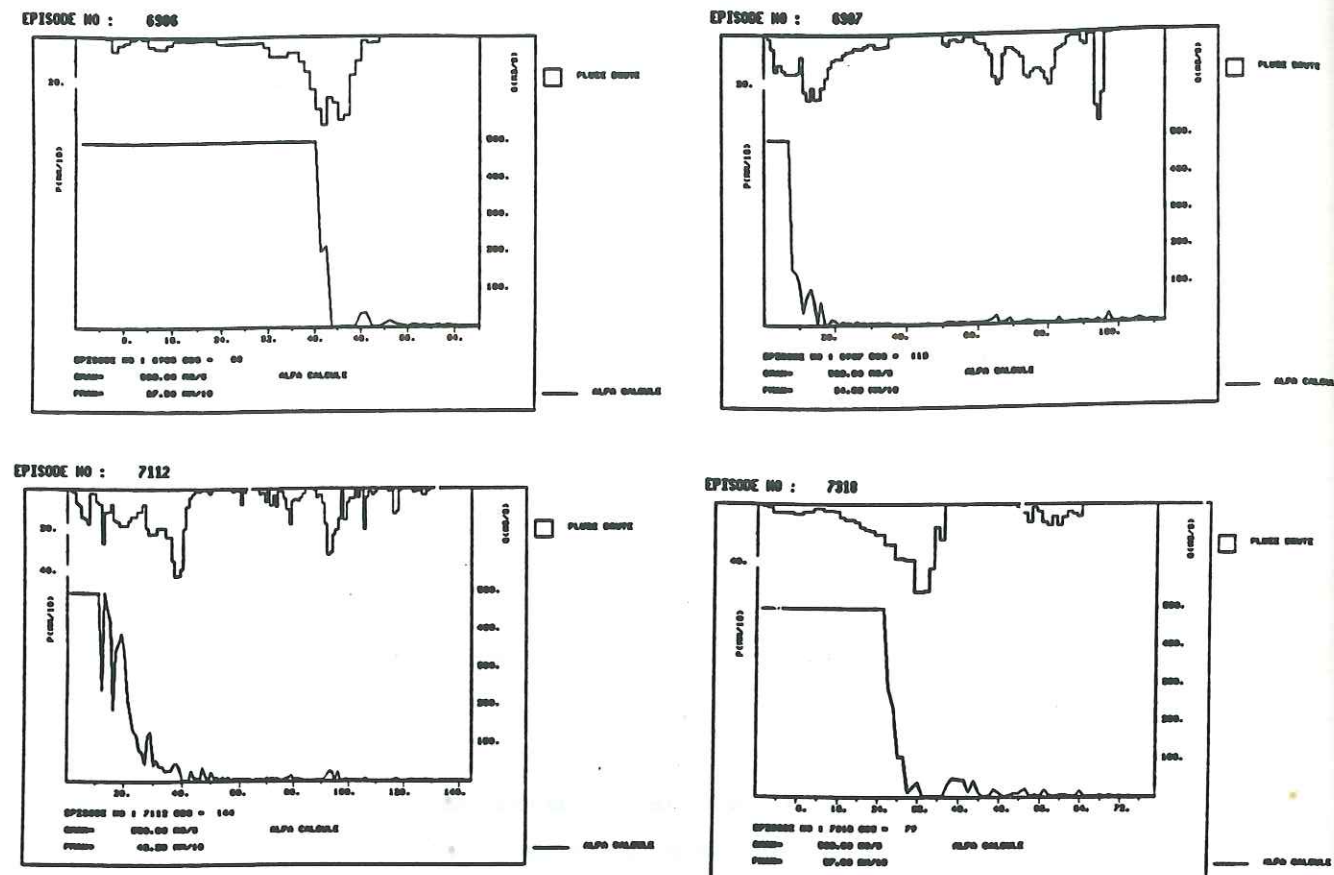


Fig V.16 Séries temporelles des  $\alpha_i$  déduites des lames efficaces déconvoluées pour a supposé invariant.

#### A Mise en évidence d'une relation entre $\alpha$ et la pluie cumulée

L'évolution de cette variable caractérisant la vidange du réservoir est susceptible d'être mise en relation avec les conditions hydriques du bassin. Nous allons vérifier si cette hypothèse est fondée en réalisant une tentative de corrélation entre  $\alpha$  et une variable pouvant caractériser les conditions du bassin. La variable choisie pour expliquer l'évolution des  $\alpha_i$  est PCUM, le cumul des pluies depuis le début de l'épisode jusqu'à l'instant i.

$$PCUM_i = \sum_{j=1}^i PB_j$$

Il nous a semblé préférable de travailler sur les logarithmes népériens des variables à relier pour rendre compte des décroissances très rapides. Dans cet essai, nous avons exclu les premiers pas de temps des  $\alpha_i$  qui présentent des valeurs numériques trop fortes.

La corrélation entre la variable de vidange  $\alpha_i$  et la pluie cumulée PCUM<sub>i</sub> semble dans l'ensemble assez bonne (Tab. V.9). Malgré tout, il faut tempérer cette affirmation. En analysant plus en détail (Fig. V.17), on observe que les nuages de points se présentent en deux groupes bien distincts. En début d'épisode du côté des fortes valeurs de  $\alpha_i$  et des faibles valeurs de PCUM<sub>i</sub>, la corrélation est bonne. En fin d'épisode par contre, les  $\alpha_i$  sont affectés par des

fluctuations importantes: les valeurs de  $\ln \alpha$  inférieures à 3 ne sont plus reliables avec le cumul des intensités de pluie. Seule la décroissance est expliquée correctement.

Numéro d'épisode	Coefficient de détermination $R^2$	Numéro d'épisode	Coefficient de détermination $R^2$
6601	0.57	7528	0.79
6602	0.47	7630	0.48
6906	0.80	7734	0.27
6907	0.74	7836	0.71
6909	0.77	7837	0.81
7011	0.29	7938	0.49
7112	0.85	7939	0.71
7214	0.11	8040	0.46
7216	0.35	8041	0.39
7318	0.88	8142	0.16
7320	0.71	8343	0.77
7321	0.53	8344	0.79
7426	0.16	8345	0.41
7527	0.77		

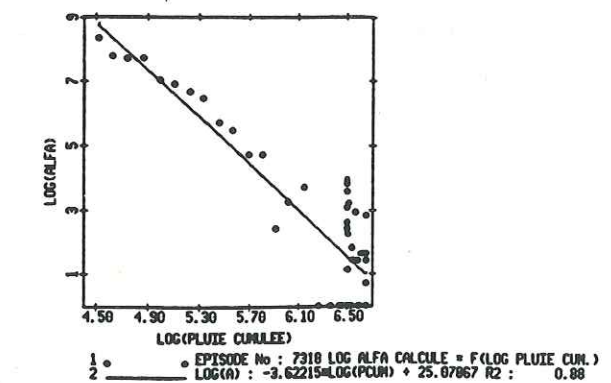
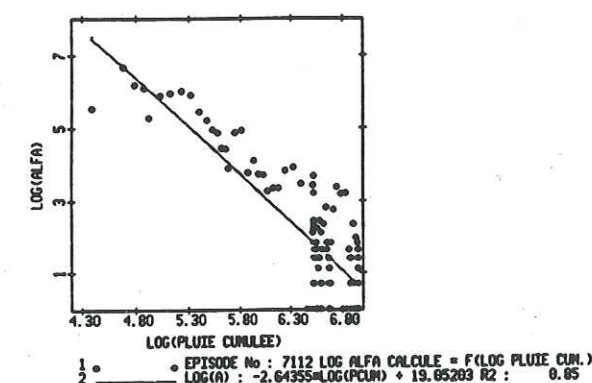
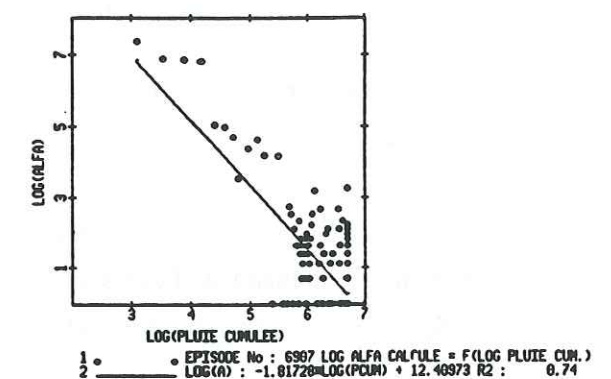
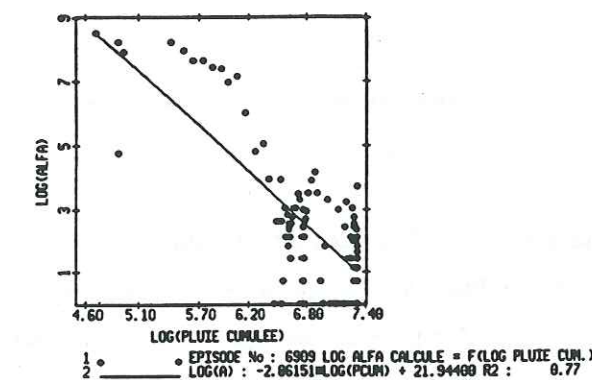


Fig. V.17 Corrélation entre intensité de pluie cumulée et  $\alpha$  calculé



## B Modélisation de $\alpha$

La modélisation de la variable  $\alpha_i$  va donc présenter des difficultés particulièrement en fin d'épisode où il n'y a pas de relation avec la pluviométrie. Nous allons chercher à reproduire au mieux les séries des  $\alpha_i$  en introduisant une structure décroissante, à trois paramètres, calés épisode par épisode et respectant les observations précédents: décroissance de  $\alpha_i$  expliquée par la pluviométrie, valeur finale indépendante de cette pluviométrie:

$$\alpha_i = \alpha_f + \alpha_0 \cdot e^{-\beta \cdot \sum_{j=1}^i PB_j} \quad V.3$$

Pour chaque crue, un paramètre  $\alpha_0$  décide de la valeur initiale. C'est en quelque sorte un paramètre d'initialisation du réservoir. A mesure que les précipitations tombent sur le bassin,  $\alpha_i$  décroît exponentiellement. La quantité de pluie précipitée jusqu'au pas de temps  $i$  est responsable, conjointement avec  $\beta$ , de la rapidité de la décroissance des  $\alpha_i$ . En fin de crue, un paramètre  $\alpha_f$  ajusté pour chaque épisode permet de suivre au mieux les récessions des lames efficaces. Les  $\alpha_f$  ont d'ailleurs été calculés directement d'après les décrues observées. En transformant V.3 par

$$\ln(\alpha_i - \alpha_f) = -\beta \cdot \sum_{j=1}^i PB_j + \ln \alpha_0 \quad V.4$$

Pour chaque épisode, on a résolu cette équation par moindres carrés et calculé le couple  $(\beta, \ln \alpha_0)$ .

Le tableau V.10 donne les résultats de ce calcul. Les écarts sur  $\alpha_0$  sont grands. Ils reflètent la variabilité de l'apparition des lames efficaces. Les épisodes 6906 et 6907 présentés en figure V.18 montrent que selon les épisodes l'apparition des lames efficaces est plus ou moins retardée.

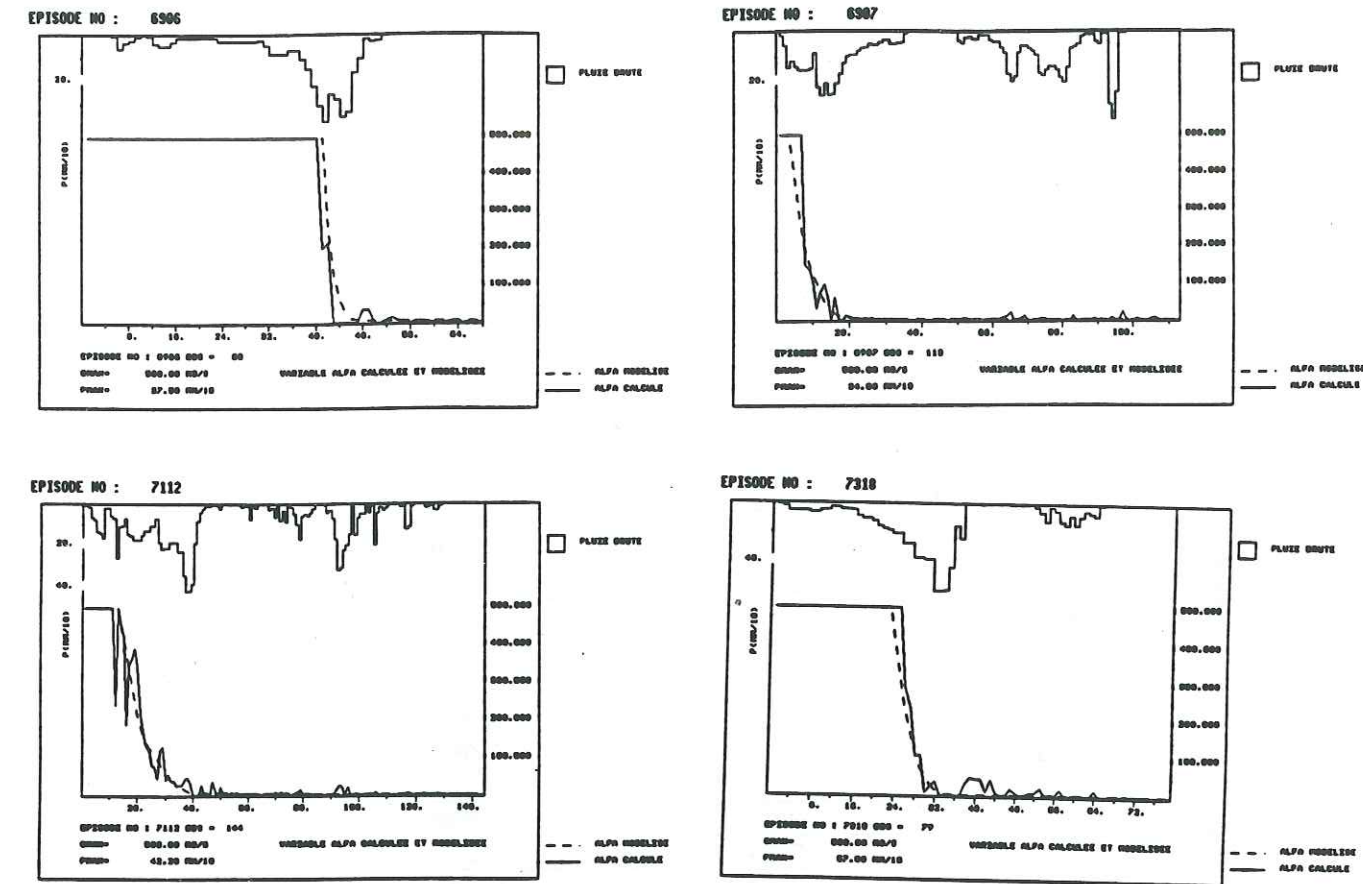


Fig V.18 Simulation de la variable de vidange globale  $\alpha$ .

Ramenée au concept de réservoir, on peut interpréter les valeurs observées pour les paramètres  $\alpha_f, \alpha_0$  et  $\beta$  de la manière suivante: cette modélisation signifie que dans les premiers pas de temps de l'événement pluvieux le réservoir n'alimente que les pertes. Les volumes précipités s'infiltrent, se stockent dans le sol. L'interception, non figurée dans le modèle, explique aussi une part de ces pertes. Puis, à mesure que les terrains se saturent, le réservoir commence à se charger. Les pertes par infiltrations diminuent corrélativement avec la quantité de pluie précipitée. Finalement, le réservoir finit par fonctionner comme un réservoir linéaire à coefficients constants: les fractions d'eau ruissellée et infiltrée sont fonction du stock du réservoir. Avec un paramètre  $a$  constant et cette modélisation de  $\alpha$ , on parvient à reproduire des débits assez corrects (Tab. V.11).



Tableau V.10  
Valeurs des paramètres  
pour la modélisation de  $\alpha$

Numéro d'épisode	Paramètre $\beta$	Paramètre $\ln(\alpha_0)$	Paramètre $\alpha_f$
6601	0.032	19.582	0.065
6602	0.018	8.627	0.048
6906	0.026	11.526	0.031
6907	0.015	6.494	0.032
6909	0.016	13.676	0.074
7011	0.024	15.418	0.070
7112	0.008	7.154	0.032
7214	0.033	11.431	0.044
7216	0.024	7.426	0.055
7318	0.011	8.203	0.023
7320	0.013	11.946	0.017
7321	0.109	18.528	0.051
7426	0.007	8.593	0.228
7527	0.009	7.966	0.029
7528	0.012	6.724	0.024
7630	0.009	6.869	0.028
7734	0.011	5.735	0.042
7836	0.032	9.065	0.036
7837	0.019	6.088	0.030
7938	0.011	6.899	0.040
7939	0.011	8.285	0.069
8040	0.016	6.649	0.029
8041	0.012	17.974	0.069
8142	0.008	7.389	0.059
8343	0.006	5.755	0.015
8344	0.005	8.081	0.066
8345	0.019	11.240	0.048

Tableau V.11  
Reconstitution des crues

	$R^2$	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lame efficace	0.731	0.624	1.315	0.506
Débit	0.770	0.666	1.350	-0.020
Variation de débit	0.312	0.253	1.775	-0.020

## V.5.2 ETUDE DE LA VARIABILITE TEMPORELLE DE A

### A Structure de la variable

L'identification des séries temporelles des  $a_i$  a été effectuée de la même manière que pour la variable  $\alpha_i$ . On a bloqué les  $\alpha_i$  à leur moyenne ( $\alpha = 0.0513$ ) sur tous les épisodes de l'échantillon.

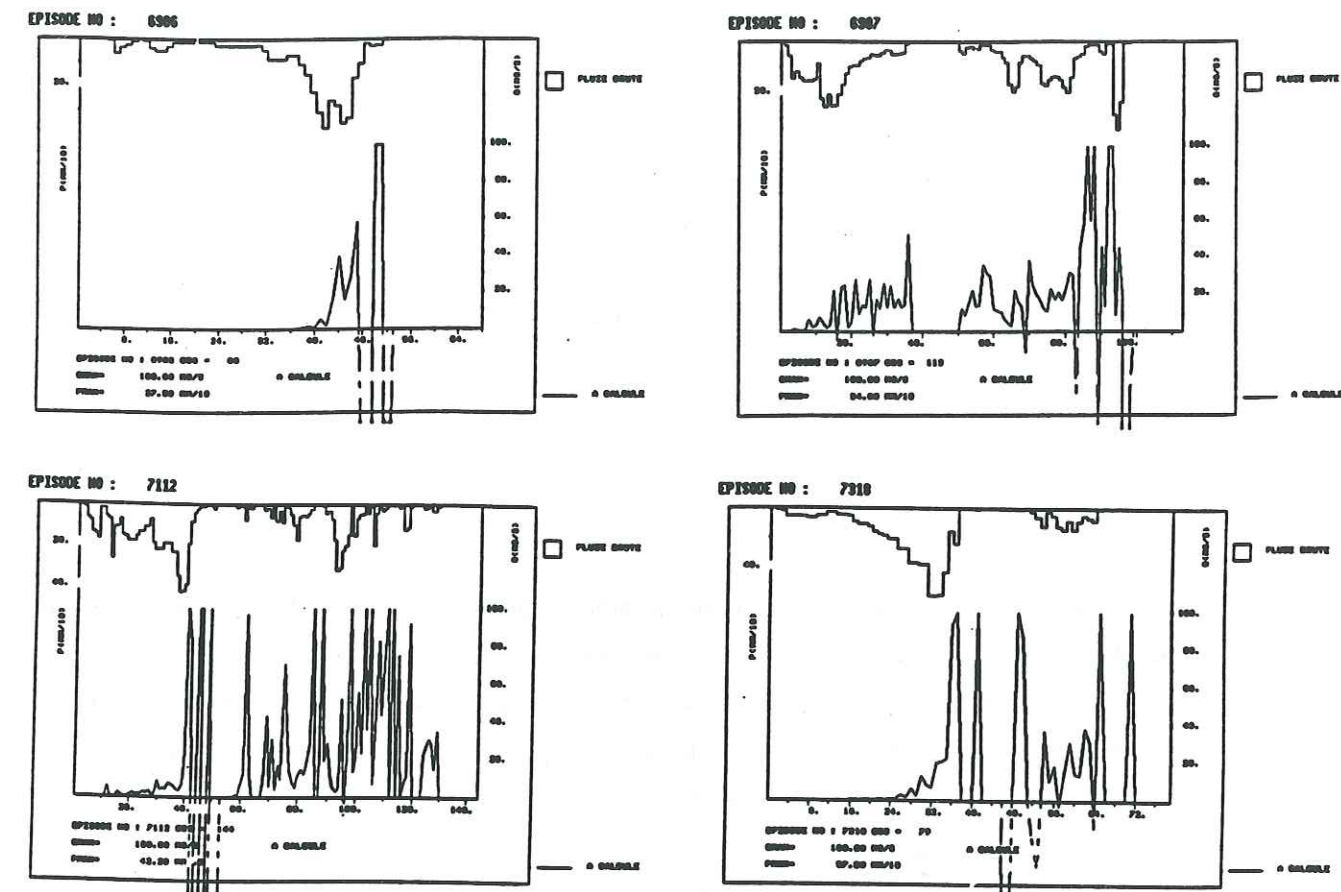


Fig. V.19 Séries temporelles des  $a_i$  déduites des lames efficaces déconvoluées pour  $\alpha$  supposé invariant.

La figure V.19 donne la chronologie de la variable de vidange par ruissellement  $a_i$  pour 4 épisodes. Les fortes fluctuations des  $a_i$  mises en évidence traduisent l'instabilité du système linéaire fournissant la variable  $a_i$ , compte tenu des erreurs du système:  $LE_i = LE_{i-1} \cdot e^{-\alpha} + PB_i \cdot \frac{(1-e^{-\alpha})}{\alpha} \cdot a$  sur les coefficients du système linéaire. En effet, l'inconnue est déterminée à partir des  $LE_i$  et  $PB_i$  affectés d'erreurs importantes et de  $\alpha$  imposé arbitrairement. D'autre part les valeurs négatives des  $a_i$  sont partiellement dues à l'inadéquation de la structure imposant une valeur de  $\alpha$  constante. Quand les lames efficaces déconvoluées



décroissent rapidement (souvent après un fort apport pluvieux) le terme autorégressif est trop fort et les valeurs négatives des  $a_i$  compensent le manque de rapidité de cette décroissance.

En dépit de ces fortes fluctuations et bien que dans les paragraphes qui précèdent on n'ait pas mis en évidence de forte corrélation entre le paramètre  $a$  et la pluviométrie d'un épisode (V.4.2), l'examen des séquences brutes (Fig. V.19) montre que la variable  $a_i$  manifeste une tendance à la croissance au cours d'un épisode: la part de la pluie brute qui rejoint le ruissellement augmente à mesure que le bassin recueille les précipitations. En outre, ces quatre épisodes fournissent des valeurs de  $a_i$  très instables quand l'intensité de pluie est faible. A la fin de l'épisode 7318 en particulier, on voit un pic surgir alors qu'il semble qu'il n'y a pas de pluie. Ce pic ainsi que de nombreux autres identiques corespond au phénomène évoqué ci-dessus, naturellement très sensible lorsque la pluie brute est très faible.

Pour remédier en partie à ces anomalies, des rectifications sont apportées aux pas de temps où les intensités de pluie sont très faibles. Lorsque les intensités sont inférieures à  $5 \cdot 10^{-1}$  mm pour 30 mn, on impose  $a_i = 0$  (sans conséquence réelle puisque la pluie est quasi nulle). D'autre part, afin d'amortir ces instabilités, on lisse les séries par moyenne mobile (on calcule la moyenne des  $a_i$  sur deux pas de temps). Afin de conserver l'effet de compensation, on garde les valeurs négatives, sans toutefois chercher à les modéliser.

#### B Modélisation des $a_i$

La forte instabilité des  $a_i$  nous interdit l'approche par corrélation pour trouver des variables explicatives; On utilise donc une démarche plus intuitive.

On a constaté sur les illustrations (Fig. V.19) qu'il existe un certain synchronisme entre les fortes intensités et les maxima de la variable  $a_i$ . Nous allons tester deux structures pour la modélisation de cette variable de ruissellement. Elles vont utiliser les deux grandeurs pluviométriques susceptibles de rendre compte de l'augmentation observée; la pluie brute  $PB_i$  et le cumul des pluies pendant l'épisode  $PCUM_i$ .

$$1 \quad a_i = A_1 \cdot PCUM_i^{B_1} \quad \text{avec} \quad PCUM_i = \sum_{j=1}^i PB_j \quad V.5$$

$$2 \quad a_i = A_2 \cdot PB_i^{B_2} \quad V.6$$

Le calcul des coefficients  $A$  et  $B$  est réalisé par les moindres carrés après transformation par les logarithmes népériens.

On a remarqué que les  $a_i$  décroissent très vite quand la pluie brute diminue brusquement. On introduit donc une contrainte d'annulation sur les  $PB_i$  et les  $PCUM_i$  quand sur au moins deux pas de temps, la pluie brute diminue d'au moins 30%. Cette contrainte arbitraire a pour objet de corriger l'excès de lame efficace produit.

$$\text{Structure 1 } a_i = A_1 \cdot PCUM_i^{B_1}$$

Cette structure permet de bien représenter la croissance de la variable  $a_i$  pendant l'épisode. Pourtant comme on peut l'observer sur la figure V.20, la qualité de modélisation des  $a_i$  est variable suivant les épisodes. Sur l'épisode 6906 la croissance de la variable de ruissellement est bien représentée. Sur d'autres exemples (ép. 7214), pour des gros volumes précipités, les  $a_i$  modélisés sont presque constants.

$$\text{Structure 2 } a_i = A_2 \cdot PB_i^{B_2}$$

Cet essai semble suivre avec plus de fidélité les pics de la variable  $a_i$  (Fig IV.21).

Tableau V.12		
	Structure 1 $a_i = A_1 \cdot PCUM_i^{B_1}$	Structure 2 $a_i = A_2 \cdot PB_i^{B_2}$
Modélisation des $a_i$		
Coefficient de détermination $R^2$	0.137	0.232
Reconstitution des débits		
Tableau des efficacités		
Lame efficace	0.622	0.663
Débit	0.676	0.707
Variation de débit	0.214	0.222

Quoiqu'il en soit, à cause des très fortes instabilités déjà mentionnées sur les valeurs de la variable  $a_i$ , les méthodes employées tant pour estimer les valeurs servant au calage que pour les approcher (moindres carrés) ne sont pas bonnes; elles confirment néanmoins que la variable  $a_i$  est fonction de la pluie. On aura besoin d'une méthode d'optimisation globale pour comparer plus précisément les structures.



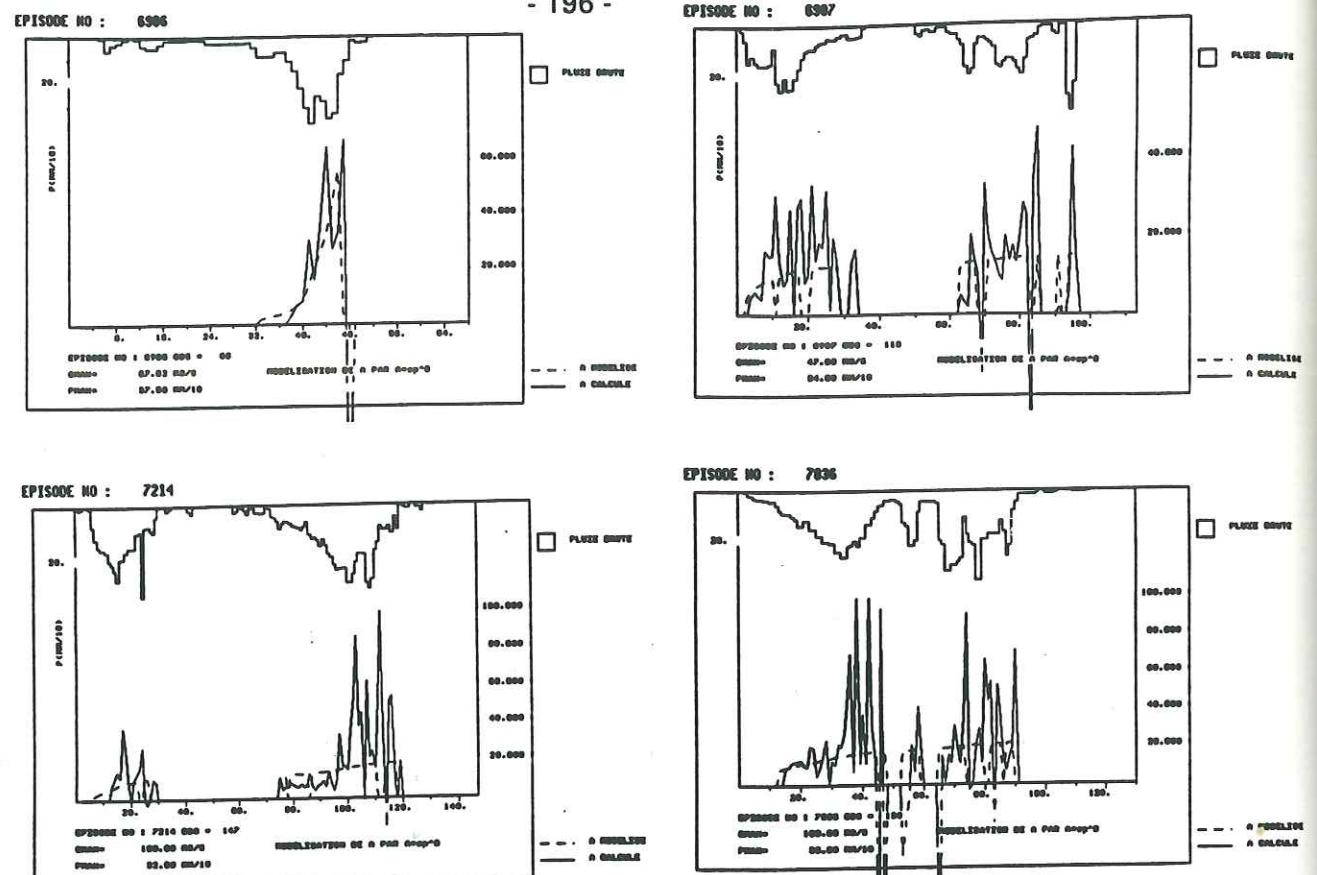


Fig V.20 Modélisation des  $a_i$  par  $a_i = A_1 \cdot PCUM_i^{B_1}$

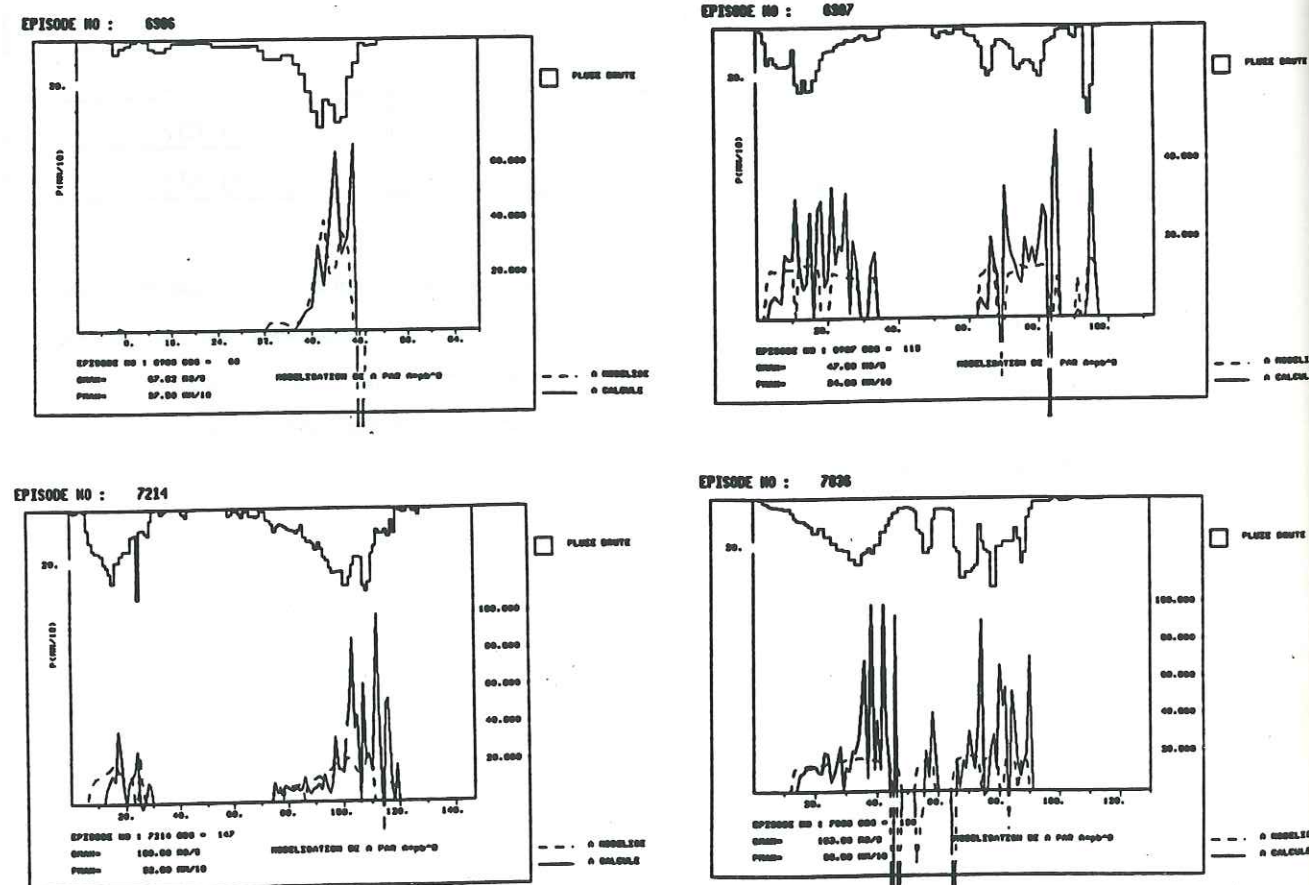


Fig V.21 Modélisation des  $a_i$  par  $a_i = A_2 \cdot PB_i^{D_2}$

### V.5.3 VARIABILITE CONJOINTE DE A ET $\alpha$ .

Dans cette partie nous allons conserver les structures identifiées précédemment avec la variable de vidange globale  $\alpha$  exponentiellement décroissante et la variable ruissellement  $a$  fonction de la pluie brute.

L'optimisation des paramètres se fera de façon globale sur l'ensemble de l'échantillon de calibration en employant la technique des "grilles emboîtées".

A Fonction de production à quatre paramètres d'initialisation.

On cherche ici à optimiser une fonction de production à quatre paramètres issue de l'analyse précédente. Les variables de vidange du réservoir ont pour expression:

$$a_i = PB_i^\gamma$$

$$\alpha_i = \alpha_f + \alpha_0 \cdot e^{-\beta \cdot \sum_{j=1}^i PB_j}$$

N.B. On a fait disparaître un paramètre de la loi  $a_i = f(PB_i) = A \cdot PB_i^B$ . Les valeurs de  $\alpha_f$  et  $\alpha_0$  pourront compenser l'absence de ce paramètre.

Ces 4 paramètres optimisés par grilles emboîtées sont détaillés sur le tableau V.13. Bien entendu, les valeurs numériques de ces paramètres diffèrent de celles calculées au V.5.1 (tab. V.10). Ces différences de paramétrisation sont imputables à la variabilité de  $a_i$  dans l'épisode. Il est intéressant de noter que l'exposant  $\gamma$  est souvent proche de 1: ce qui montre que l'apport de la pluie au ruissellement croît comme la puissance 2 de la pluie. ( $q_i = a \cdot PB_i$ ).

Après convolution par la fonction de transfert, les débits reconstitués sont d'excellente qualité (Tab. V.14). Une efficacité en débit proche de 0.96 permet d'affirmer qu'une telle structure est sans doute assez proche du maximum de capacité de cette fonction de production à modéliser des débits.



Numéro d'épisode	Paramètre $\gamma$	Paramètre $\ln(\alpha_0)$	Paramètre $\alpha_f$	Paramètre $\beta$
6601	0.916	10.560	0.060	0.014
6602	0.982	6.720	0.042	0.013
6906	0.938	21.640	0.052	0.071
6907	0.902	14.600	0.016	0.062
6909	0.912	34.800	0.045	0.052
7011	0.760	47.680	0.058	0.107
7112	0.932	13.840	0.018	0.019
7214	1.066	26.840	0.032	0.075
7216	0.978	6.000	0.019	0.008
7318	1.006	14.920	0.012	0.019
7320	0.876	21.840	0.108	0.041
7321	1.282	28.840	0.054	0.061
7426	0.710	15.640	0.002	0.010
7527	0.856	11.840	0.043	0.015
7528	0.936	6.040	0.010	0.011
7630	0.836	13.840	0.045	0.025
7734	0.820	26.600	0.051	0.163
7836	1.010	17.240	0.033	0.187
7837	1.040	8.040	0.026	0.012
7938	0.896	9.000	0.036	0.017
7939	0.914	15.240	0.040	0.027
8040	1.104	8.320	0.024	0.027
8041	0.800	40.440	0.104	0.035
8142	1.082	13.720	0.058	0.021
8343	0.764	5.800	0.020	0.006
8344	0.858	12.640	0.110	0.011
8345	0.840	37.640	0.046	0.101

	$R^2$	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lame efficace	0.918	0.918	0.995	0.031
Débit	0.958	0.958	0.998	0.068
Variation de débit	0.394	0.390	0.902	0.008

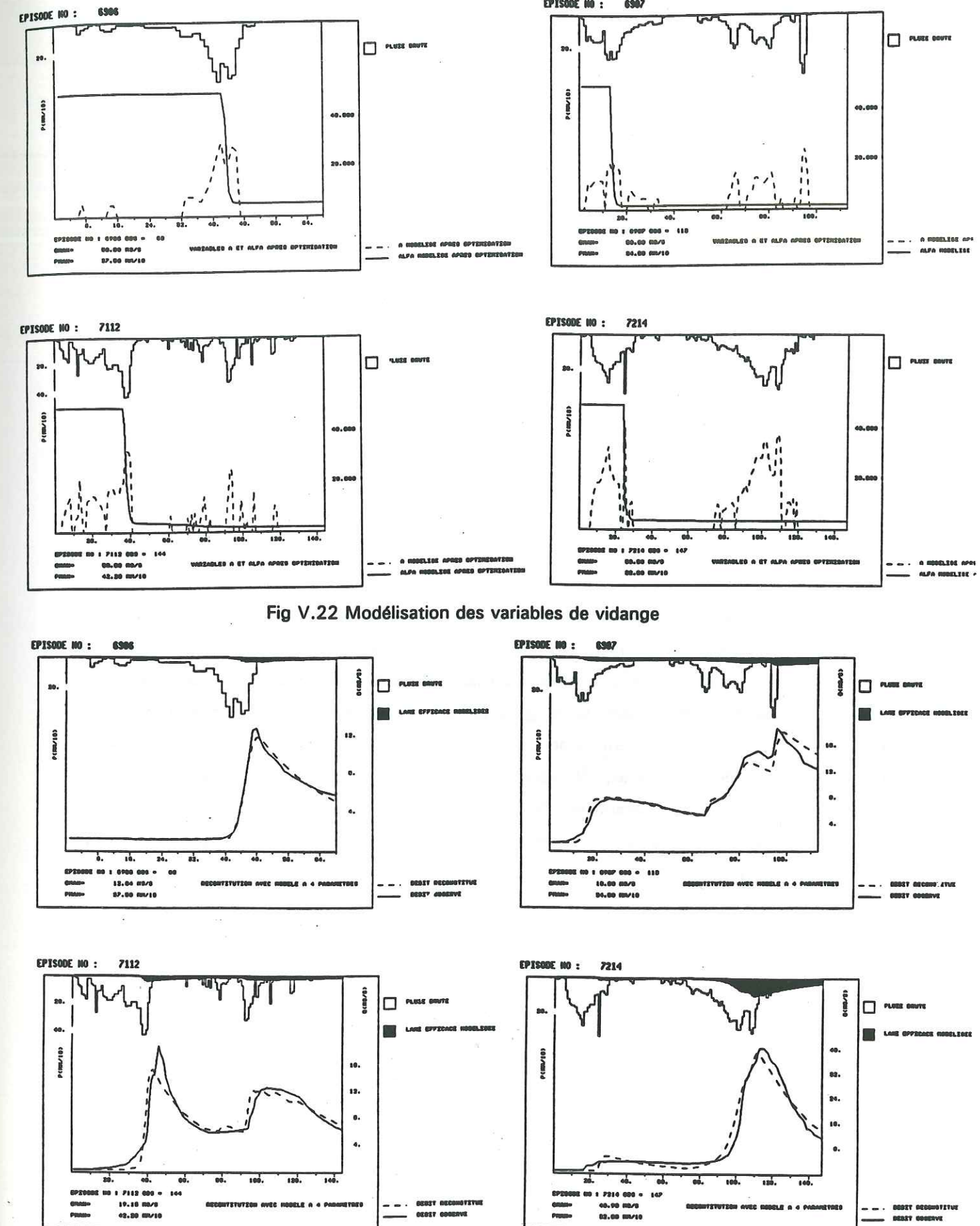


Fig V.22 Modélisation des variables de vidange

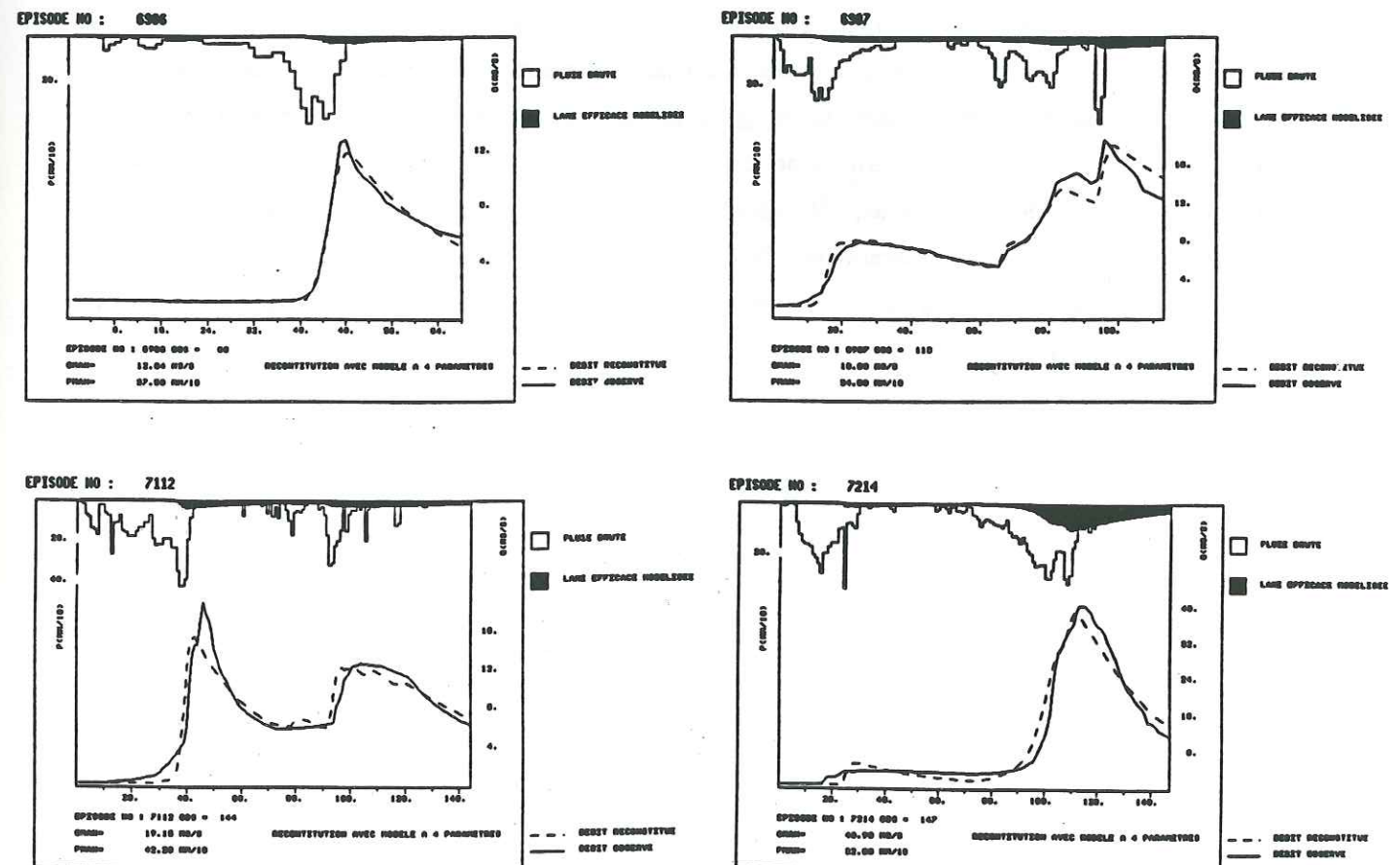


Fig. V.23 Reconstitution des crues avec 4 paramètres d'initialisation



# B Introduction de la corrélation multiple pour expliquer les quatre paramètres du modèle

Si on s'intéresse maintenant à l'explication des valeurs des quatre paramètres d'épisode, on utilise comme précédemment la corrélation multiple (Tab. V.15 et 16). On se sert des même variables explicatives que celles du V.4.2 C.

Quel que soit le type de corrélation qu'on emploie (variables ordinaires ou variables en logarithmes), deux paramètres sont relativement bien expliqués par les pluies ( $\alpha_f$  et  $\gamma$ ) tandis que les deux autres ( $\alpha_0$  et  $\beta$ ) ont totalement rétifs à l'explication.

$\gamma$  est assez bien corrélé avec QZER par une corrélation positive. Si on considère que ce débit initial rend compte en partie de l'état hydrique du bassin et des réserves de la nappe, la variable  $a_i$  semble liée avec le déficit en eau avant les pluies. Un débit de base important (qui traduit un fort stockage d'eau dans le bassin et donc éventuellement une certaine saturation des sols) induit une plus forte proportion d'eau rejoignant le ruissellement.

En ce qui concerne  $\alpha_f$ : l'intensité moyenne d'une pluie IMOY influe sur la valeur du coefficient de récession  $\alpha_f$  ainsi que le nombre de jours sans pluie qui précède l'épisode.

Les deux derniers paramètres du modèle  $\alpha_0$  et  $\beta$  ne sont pas du tout explicables par l'information pluviométrique. A priori, on aurait pu s'attendre à ce qu'ils nous informent sur les conditions antérieures du bassin. Dans cette perspective, le débit initial, le nombre de jours depuis la dernière averse, auraient pu nous fournir quelques indications. Peut être peut-on trouver plusieurs couples de solutions ( $\alpha_0, \beta$ ) capables de générer des lames efficaces assez semblables. Autrement dit, les deux paramètres  $\alpha_0$  et  $\beta$  sont probablement très liés, rendant leur interprétation impossible. Il faut donc privilégier l'un en bloquant l'autre quitte à perdre une certaine précision.

Tab. V.15 Explication des 4 paramètres d'initialisation Corrélation multiple Forme exposant			
Relation	$\gamma = 1.440 \cdot QZER^{0.500} \cdot DURE^{-0.088}$		
	Cst	QZER	DURE
Coefficient de corrélation partielle		0.736	-0.377
$T_\theta$ de Student	2.132	5.528	-2.270
$R^2$ non biaisé	0.523		

Relation	$\alpha_f = 0.485 \cdot JSEC^{0.401} \cdot IMOY^{2.213} \cdot IMAX^{-1.334} \cdot QZER^{0.263}$				
	Cst	JSEC	IMOY	IMAX	QZER
C. P.		0.530	0.580	-0.435	0.405
$T_\theta$	-0.457	3.197	3.561	-2.526	2.350
$R^2$ non biaisé	0.361				

Relation	$\beta = 0.119 \cdot QZER^{0.157} \cdot VOLU^{0.503}$		
	Cst	QZER	VOLU
C. P.		0.255	0.055
$T_\theta$	-0.652	1.655	1.037
$R^2$ non biaisé	0.032		

Relation	$\alpha_0 = 7.405 \cdot JSEC^{0.155}$	
	Cst	JSEC
C. P.		0.228
$T_\theta$	4.227	1.558
$R^2$ non biaisé	0.052	



Tab. V.16 Explication des 4 paramètres d'initialisation Corrélation multiple Forme naturelle				
Relation	$\gamma = 0.934 + 0.086 \cdot \text{QZER} - 6.10^{-5} \cdot \text{PCAR} - 5.10^{-5} \cdot \text{VOLU}$			
	Cst	QZER	PCAR	VOLU
Coefficient de corrélation partielle		0.528	-0.220	-0.068
$T_\theta$ de Student	13.834	3.211	-1.493	-1.055
$R^2$ non biaisé	0.497			

Relation	$\alpha_f = -0.785 + 0.200 \cdot \text{IMOY} + 0.008 \cdot \text{PCAR} + 0.004 \cdot \text{JSEC} + 0.057 \cdot \text{IMAX} - 9.10^{-4} \cdot \text{VOLU}$					
	Cst	IMOY	PCAR	JSEC	IMAX	VOLU
C. P.		0.578	0.689	0.436	0.414	-0.143
$T_\theta$	-0.805	3.471	4.576	2.481	2.357	-1.208
$R^2$ non biaisé	0.730					

Relation	$\beta = 1.324 + 0.049 \cdot \text{DURE}$	
	Cst	DURE
C. P.		0.217
$T_\theta$	0.577	1.512
$R^2$ non biaisé	0.047	

Relation	$\alpha_0 = 11.845 + \text{VOLU} \cdot 0.006$	
	Cst	VOLU
C. P.		0.091
$T_\theta$	1.938	1.104
$R^2$ non biaisé	0.008	

### C Modélisation par deux paramètres d'initialisation

Nous avons pu constater que la fonction de production à quatre paramètres permettait de rendre compte de façon remarquable des débits d'écoulement. Nous allons maintenant nous affranchir partiellement de la paramétrisation excessive de cette modélisation. On se propose ici de développer le modèle V.9 où  $\alpha_0$  et  $\beta$  sont des paramètres invariables et où seuls  $\gamma$  et  $\alpha_f$  sont ajustables selon les épisodes. L'optimisation s'est faite par les grilles emboîtées en calant les paramètres d'après les lames efficaces déconvoluées. Le résultat de cette optimisation donne:

$$\text{Ln}\alpha_0 = 18.323$$

$$\beta = 0.059$$

Le tableau V.17 donne les paramètres d'épisode  $\gamma$  et  $\alpha_f$  optimisés.

Si les résultats du calage sont un peu moins bons qu'avec le modèle à 4 paramètres d'initialisation (tab. V.18), on obtient tout de même des résultats satisfaisants sauf en ce qui concerne les variations de débit qui restent médiocrement expliquées. Peut être faut-il l'imputer au terme autorégressif qui conserve au pas de temps  $i$  une partie des erreurs faites au pas de temps  $i-1$ ; ou bien à la modélisation de  $a$  qui n'est pas assez souple pour tenir compte de la contribution de la pluie brute à chaque pas de temps.

### D Application de la corrélation multiple pour expliquer les deux paramètres du modèle

L'analyse des deux paramètres d'épisode  $\gamma$  et  $\alpha_f$  à partir de l'information pluviométrique ressemble à celle faite au paragraphe précédent (Tab. V.15 et 16). Le débit initial est un facteur explicatif important pour le paramètre  $\gamma$ . A lui seul, il représente la majeure partie de l'explication de  $\gamma$ .

$\alpha_f$  n'a pas de variable explicative privilégiée. Dans l'expression de la corrélation multiple sur les variables naturelles, PCAR qui renseigne sur l'irrégularité des précipitations durant l'épisode de pluie, joue un rôle prédominant alors qu'il n'apparaît pas dans la forme log.



Tableau V.17 Modèle à 2 paramètres d'initialisation		
Numéro d'épisode	Paramètre $\gamma$	Paramètre $\ln(\alpha_f)$
6601	0.689	11.120
6602	0.967	1.117
6906	0.932	5.175
6907	1.030	2.828
6909	0.583	1.827
7011	0.700	5.146
7112	0.652	1.146
7214	1.057	3.218
7216	0.872	1.975
7318	0.672	3.939
7320	0.759	8.900
7321	0.793	3.580
7426	0.609	21.406
7527	0.743	3.405
7528	0.925	2.479
7630	0.806	4.295
7734	0.830	5.283
7836	1.058	3.794
7837	0.928	3.690
7938	0.863	3.387
7939	0.635	1.829
8040	1.211	2.665
8041	0.274	4.569
8142	0.710	4.755
8343	0.600	3.488
8344	0.530	6.110
8345	0.668	2.459

Tableau V.18 Reconstitution des crues avec 2 paramètres d'initialisation				
	$R^2$	Efficience	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lame efficace	0.882	0.882	1.008	-0.037
Débit	0.924	0.923	1.012	-0.211
Variation de débit	0.339	0.338	0.967	0.001

Tableau V.19 Corrélation entre grandeurs pluviométriques et paramètres de modèle				
Forme exposant				
Relation	$\gamma = 1.710 \cdot QZER^{0.104} \cdot PCAR^{1.04} \cdot IMAX^{-0.267}$			
	Cst	QZER	PCAR	IMAX
Coefficient de corrélation partielle		0.639	0.294	-0.196
$T_\theta$ de Student	0.240	4.200	1.807	-1.400
$R^2$ non biaisé	0.615			

Relation	$\alpha_f = 28.340 \cdot IMAX^{0.560} \cdot DURE^{-0.396} \cdot JSEC^{0.0099}$			
	Cst	IMAX	DURE	JSEC
C.P.		0.428	-0.333	0.176
$T_\theta$	0.231	2.528	-2.002	1.330
$R^2$ non biaisé	0.522			

Tableau V.20 Corrélation entre grandeurs pluviométriques et paramètres de modèle			
Forme naturelle			
Relation	$\gamma = 0.829 + 0.118 \cdot QZER - 0.008 \cdot IMOY$		
	Cst	QZER	IMOY
Coefficient de corrélation partielle		0.465	-0.350
$T_\theta$ de Student	9.99	2.815	-2.120
$R^2$ non biaisé	0.473		

Relation	$\alpha_f = 2.443 + 0.008 \cdot PCAR + 0.115 \cdot IMOY + 0.003 \cdot JSEC - 0.001 \cdot VOLU$				
	Cst	PCAR	IMOY	JSEC	VOLU
C.P.		0.927	0.582	0.461	-0.378
$T_\theta$	3.479	11.947	3.276	2.686	-2.201
$R^2$ non biaisé	0.911				



#### V.5.4 CONCLUSION SUR L'EMPLOI DUN RESERVOIR NON LINEAIRE

L'hypothèse d'un réservoir linéaire dans le cadre de notre approche n'est pas excellente. En revanche, si l'on admet que les variables de vidange varient dans le temps, les résultats sont nettement meilleurs et en partie prévisibles. L'étude de la variabilité temporelle des paramètres nous a permis d'identifier des facteurs explicatifs de l'évolution de certaines variables pendant l'épisode.

Ainsi, cette étude a montré qu'il existait des interactions entre la pluviométrie d'un épisode et les variables de réservoir.

La variable de vidange globale  $\alpha$  (qui traduit d'une certaine manière la capacité d'infiltration du bassin) a une variabilité très marquée pendant la crue. Dans les premiers moments d'une averse, cette variable, très forte, implique une infiltration très grande. Ensuite, elle s'abaisse à des valeurs plus faibles selon une décroissance fonction de la quantité de pluie précipitée sur le bassin: la variable de pertes par infiltration ou stockage diminue dans le temps en fonction de la saturation du bassin et atteint d'ailleurs une valeur limite.

La variable de vidange par ruissellement, dont l'évolution est plus difficile à identifier: le ruissellement rapide est semble-il fonction de la pluie incidente. Le ruissellement croît avec l'intensité de pluie ou avec le cumul des pluies.

Bien que les variables de modèle aient été extraites à partir d'une structure imposée, les modélisations qui en sont déduites ont généré des lames efficaces de bonne qualité. Une telle structure semble simuler tout à fait correctement les débits. Pour cette raison, il est intéressant de poursuivre l'étude afin de contrôler si les paramètres peuvent être reliés à des grandeurs physiques.

En conclusion cette partie a permis de se faire une idée sur les performances de la fonction de production. Deux points importants sont à retenir:

La structure du modèle fonctionnant comme un réservoir générant uniformément des débits à un réseau hydrographique qui assure un transfert rapide donne des résultats cohérents.

La loi de vidange du réservoir (c'est à dire la fonction de production) alimentant d'une part le ruissellement, d'autre part les pertes, en fonction de son stock d'eau donne des résultats intéressants, particulièrement si les deux paramètres correspondant sont considérés comme déterminés par les conditions initiales du bassin (représentées par  $Q_0$ , débit initial avant l'épisode), ou par les caractéristiques pluviométriques de l'épisode. (représentées par  $PB_i$  ou  $PCUM_i$ ).

De cette manière on parvient

- à modéliser correctement l'absence de ruissellement en début d'épisode.
- à reproduire de façon satisfaisante les hydrogrammes après la pluie.

Les simulations de débit faites de cette manière donnent de bons résultats en reproduction des débits (Efficience 0.923). En reproduction des variations de débit (Efficience 0.390) par contre les résultats restent aussi médiocres qu'avec les autres approches globales.

Toutefois, la fonction de production, telle qu'elle est définie ici avec ses nombreux paramètres d'initialisation, n'est pas du adaptée dans un contexte opérationnel. En gardant la fonction analytique (V.2) décrivant la genèse des lames efficaces on va désormais chercher à développer un modèle utilisable en prévision. La modélisation des paramètres de modèle se ferait grâce à l'information pluviométrique. La fonction de production sera privée des paramètres d'initialisation incompatibles avec une utilisation en prévision.



## V.6 MISE AU POINT D'UNE FONCTION DE PRODUCTION APPLICABLE EN CONTEXTE OPERATIONNEL

On s'intéresse maintenant à une approche plus opérationnelle où l'on désire identifier une fonction de production:

- définie sans paramètres d'initialisation afin de pouvoir l'utiliser dans un contexte de prévision.

- dont les sous-variables de modèle  $a_i$  et  $\alpha_i$  seront modélisés uniquement grâce aux conditions initiales du bassin et à l'information pluviométrique pendant l'épisode. Nous avons volontairement exclu l'apport d'information contenu dans les séries des débits des pas de temps précédents. Bien que cette part d'information soit très riche, on a tenu à modéliser la fonction de production uniquement avec l'information apportée par la pluie et par le débit initial  $Q_0$  afin de mieux situer les résultats de ce modèle par rapport aux autres méthodes utilisant une fonction de transfert de type hydrogramme unitaire et aussi afin d'autoriser l'utilisation de cette modélisation en prédétermination de débit et non seulement en prévision.

Cette section comporte deux sous-parties.

Nous procéderons d'abord à la recherche d'une fonction de production inspirée des précédentes mais n'exigeant aucune initialisation et simulant au mieux les débits. Toutes les fonctions testées seront calées sur les lames efficaces déconvoluées par la fonction de transfert courte (V.3.3). Afin de garder une homogénéité avec les travaux déjà menés, nous allons conserver en calibration et en validation l'échantillon de crues du Réal Collobrier présentés en V.3.3 (et complétées comme on l'a dit par les pluies qui précèdent l'arrivée de la crue).

D'autre part, la structure de la fonction étant définie, nous chercherons à déterminer simultanément fonction de production et fonction de transfert dont les paramètres seront optimisés par la méthode du Simplex. Le calage est fait ici directement sur les débits observés.

Dans tous les cas, l'optimisation se fera par l'algorithme du Simplex. Pourtant, une partie des jeux de paramètres a été optimisé par l'algorithme du Gradient. Cet algorithme, souvent plus rapide d'exécution, fournit des résultats tout à fait identiques à celui du Simplex mais se montre parfois incapable d'identifier les paramètres de certaines structures. C'est pourquoi tous les résultats présentés ici ont été obtenus avec le Simplex, même si certaines de ces structures ont également été testées par le Gradient.

## V.6.1 RECHERCHE D'UNE FONCTION DE PRODUCTION DEFINIE SANS INITIALISATION

Nous nous inspirerons ici des résultats obtenus avec le réservoir non linéaire ajusté épisode par épisode. Toutefois, nous imposerons désormais que les paramètres du modèle restent constants en intégrant éventuellement dans les lois des modèles les variables qui se sont révélées explicatives lors de l'analyse des corrélations.

Afin de rechercher une fonction de production remplissant les exigences que nous nous imposons, nous avons repris tout d'abord des éléments d'information obtenus lors de l'étude faite au V.5. On y a vu que la modélisation de la variable  $\alpha_i$  pouvait être simulée par une décroissance exponentielle. Ceci permet en début de crue, de simuler l'infiltration en autorisant une forte vidange du réservoir. La fonction  $a_i$  était alors fonction soit des intensités de pluie brute soit du cumul de ces pluies sur l'événement pluvieux.

Par la suite, on fera évoluer les structures proposées. Au total, douze couples de fonctions pour les variables  $a_i$  et  $\alpha_i$  ont été testées afin de tenter de mieux simuler les épisodes de crue de nos deux échantillons de calibration et de validation. Les critères d'analyse pour chacun de ces couples ont été les suivants:

- nombre de paramètres aussi faible que possible
- identifiabilité des paramètres (par le critère  $T_0$ )
- sensibilité des paramètres (par le critère de l'indice de compensation)
- qualité des reconstitutions en débit pour l'échantillon de calibration
- évolution de cette qualité sur l'échantillon de validation

On trouvera en annexe le détail de toutes ces analyses longues et fastidieuses. Le tableau V.21 en résume les résultats essentiels.



FP n°	$\alpha_i$	$a_i$	Critère de Nash		Observations	Voir figure n° en annexe V
			Calibration	Validation		
1	$\alpha_i = K_1 + K_2 \cdot e^{-K_3 \cdot PCUM_i}$	$a_i = PB_i^{K_4}$	0.496		- quatre paramètres - mauvaise qualité des reconstitutions	V.24 et V.25
2		$a_i = PB_i^{K_4} \cdot Q_0^{K_5}$	0.595		- Réservoir non conservatif - Poids excessif des petites intensités de pluie	
3	$\alpha_i = K_1 \cdot e^{-K_2 \cdot PCUM_i + K_3 \cdot Q_0^{K_4}}$	$a_i = K_5 \cdot PB_i^{K_6}$	0.779	0.752	- six paramètres - bons résultats en calibration et validation - $K_1$ et $K_2$ ont un rôle douteux (faible sensibilité - fort indice de compensation)	V.26 et V.27
4		$a_i = K_5 \cdot PCUM_i^{K_6}$	0.842	0.695	- six paramètres - moins bonne qualité en validation - indice de compensation forts pour $K_5$ et $K_6$	
5		$a_i = K_5 \cdot PB_i^{K_6} \cdot Q_0$	0.831		- six paramètres - mauvaise identifiabilité du paramètre $K_6$	
6		$a_i = K_5 \cdot PCUM_i^{K_6} \cdot Q_0$	0.831		- six paramètres - mauvaise identifiabilité de $K_6$ - indices de compensation un peu forts	

7	$\alpha_i = K_1 \cdot Q_0^{K_2}$	$a_i = K_3 \cdot PCUM_i^{K_4}$	0.842	0.676	- quatre paramètres - bonne qualité en calibration - chute en validation - bonne identifiabilité des paramètres mais forts indices de compensation	V.29
8		$a_i = K_3 \cdot PB_i^{K_4}$	0.710		- quatre paramètres - forts indices de compensation pour $K_3$ et $K_4$ - perte de qualité de reconstitution	
9		$a_i = K_3 \cdot PCUM_i$	0.831	0.481	- trois paramètres bien identifiables avec de bons indices de compensation - très forte chute de qualité en validation	
10		$a_i = K_3 \cdot PCU_i^{K_4}$ où $PCU_i = PCU_{i-1} \cdot e^{-\alpha_i}$ si $PB_i \leq \text{seuil} = K_5$ et $PCU_i = PCU_{i-1} + PB_i$ si $PB_i > \text{seuil} = K_5$	0.823	0.765	- cinq paramètres - perte de qualité raisonnable en validation	V.30
11	$\alpha_i = K_1 \cdot (Q_0 \cdot PCUM_i)^{K_2}$	$a_i = K_3 \cdot PCUM_i^{K_4}$	0.839	0.653	- quatre paramètres indices de compensation élevés pour $K_3$ et $K_4$ - perte de qualité importante en validation	V.31 et V.32
12		$a_i = K_3 \cdot PB_i^{K_4}$	0.758	0.727	- quatre paramètres bien identifiables - bonne reproductibilité calibration / validation	



La comparaison des différentes fonctions analysées permet de distinguer trois formulations intéressantes en raison du fait que les critères de qualité de reconstitution des débits sont presque aussi bons en calibration qu'en validation. Ce sont les trois couples suivants:

- 1 -  $\alpha_i = K_1 \cdot e^{-K_2 \cdot PCUM_i} + K_3 \cdot Q_0^{K_4}$  et  $a_i = K_5 \cdot PB_i^{K_6}$  (FP n°3)
- 2 -  $\alpha_i = K_1 \cdot Q_0^{K_2}$  et  $a_i = K_3 \cdot PCU_i^{K_4}$  (PCU<sub>i</sub> étant défini à l'aide d'un seuil K<sub>5</sub>, FP n°10)
- 3 -  $\alpha_i = K_1 \cdot (Q_0 \cdot PCUM_i)^{K_2}$  et  $a_i = K_3 \cdot PB_i^{K_4}$  (FP n°12)

La dernière de ces formulations étant a priori la plus intéressante puisqu'elle n'exige que quatre paramètres.

Presque toutes les autres expressions présentent l'inconvénient de ne pas permettre une aussi bonne reconstitution en validation qu'en calibration.

Le tableau I.3 (Chap. I) donne pour les deux échantillons de crue (calibration et validation) les valeurs du débit initial Q<sub>0</sub>, du pic maximum de crue et le total pluviométrique précipité sur le bassin pendant les événements pluvieux. L'examen de ce tableau montre que les crues sélectionnées en calibration sont en majorité des crues à faible débit initial. 6 crues sur 27 ont un Q<sub>0</sub> supérieur à 1 m<sup>3</sup>/s. En validation la proportion est inversée: 12 crues sur 18 ont un Q<sub>0</sub> supérieur à 1 m<sup>3</sup>/s.

Dans ces conditions, on voit toute la difficulté de caler une fonction appartenant à une gamme à faible débit initial puis extrapoler les résultats à un échantillon dont les Q<sub>0</sub> décrivent un régime de débit différent.

Pour ce qui est des pluies cumulées sur l'épisode, la différence est moins grande. Pourtant, le meilleur essai obtenu en validation a été réalisé avec la FP n°12 où a<sub>i</sub> est modélisé grâce à la pluie brute et non pas la pluie cumulée. on peut noter que plusieurs épisodes ont un total cumulé supérieur à 2000 dixièmes de millimètres.

D'autre part, en validation les crues ont des pics de débit souvent supérieurs à ceux de calibration (la saturation approché par Q<sub>0</sub> provoque un ruissellement plus important). Il est d'autant plus difficile d'atteindre par la modélisation ces pics que la calibration n'a pas été prévue pour des situations aussi extrêmes (surtout épisode 6804).

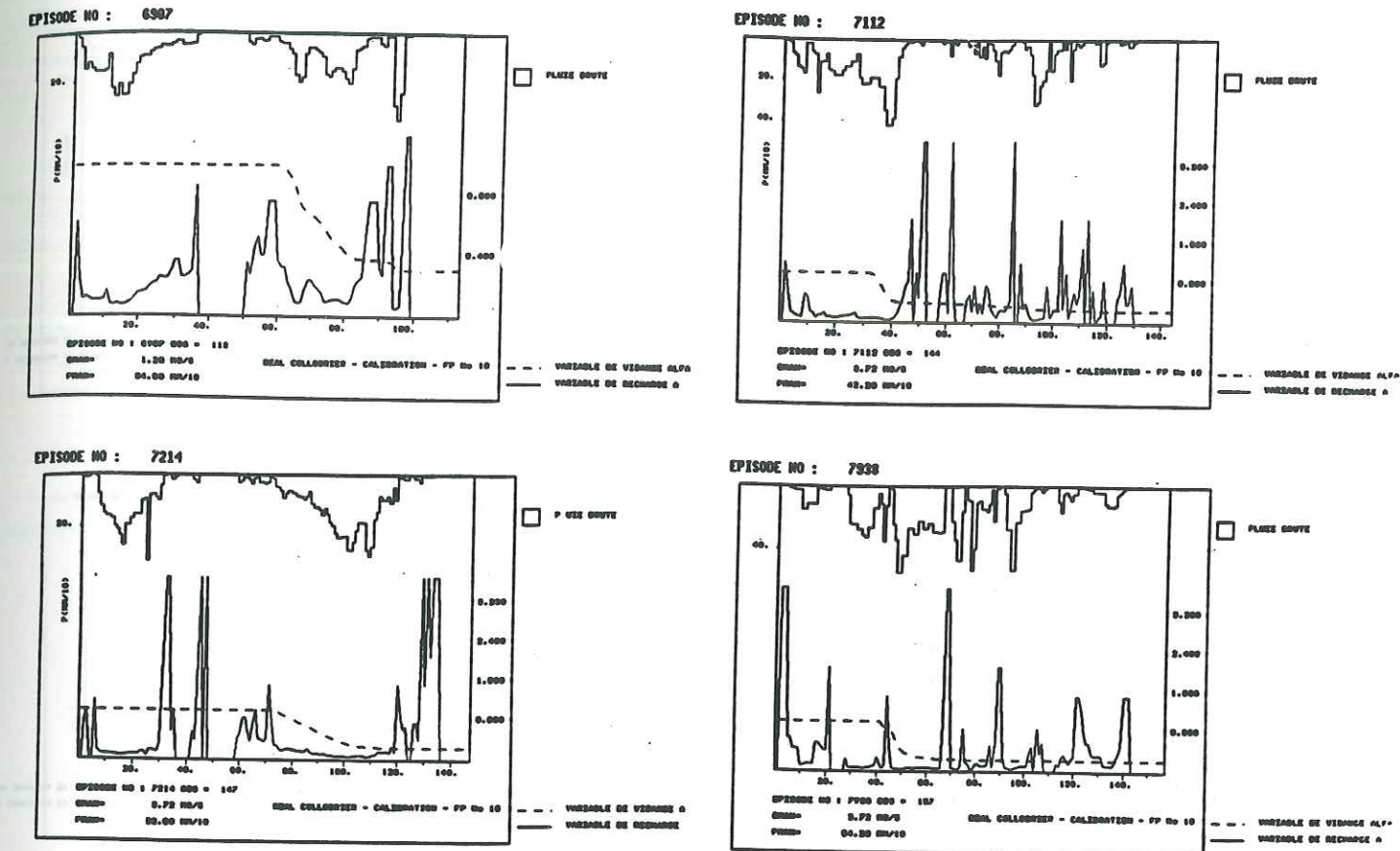


Fig V.24 Variables de modèle a<sub>i</sub> et α<sub>i</sub> modélisés par la FP n°2

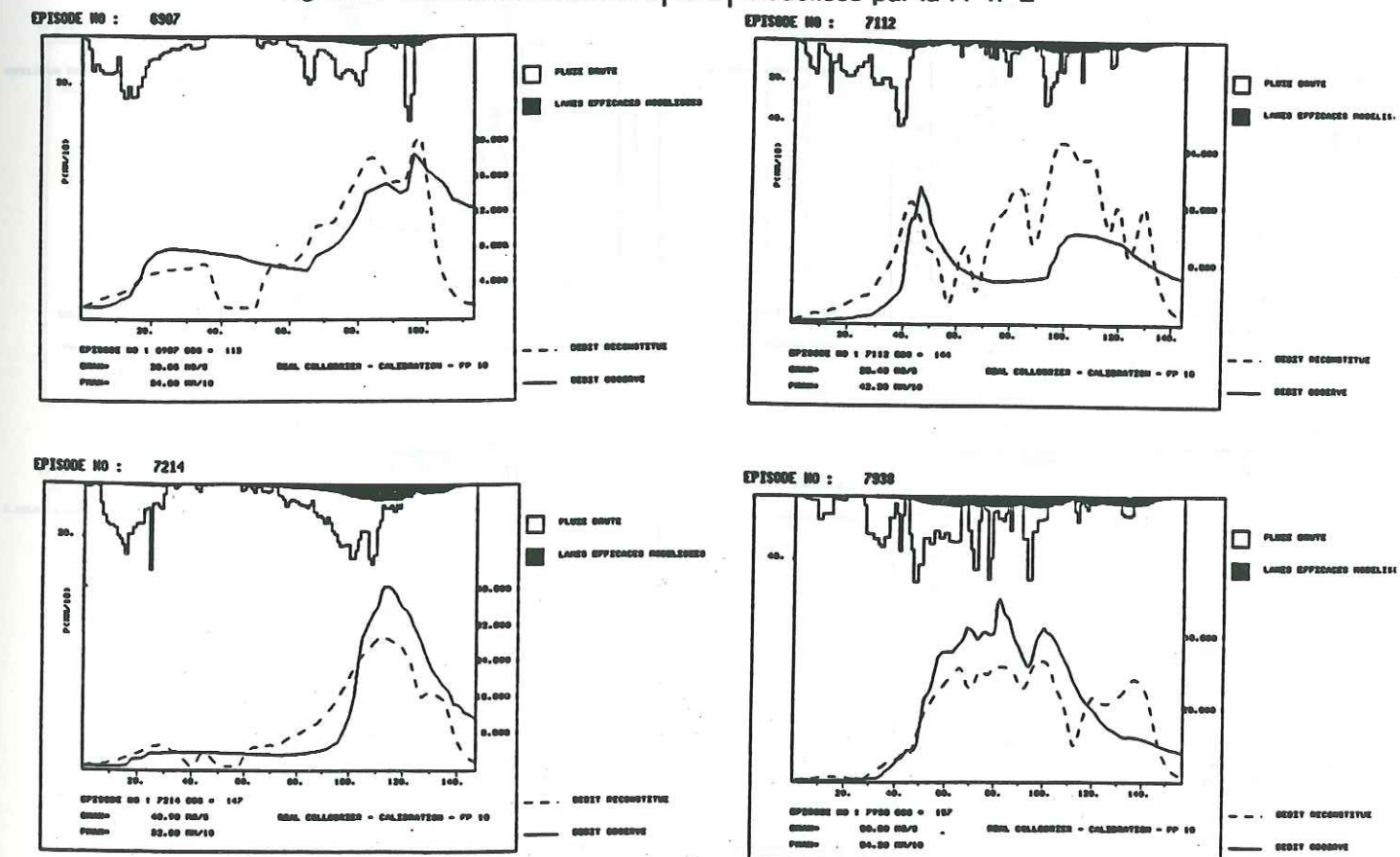
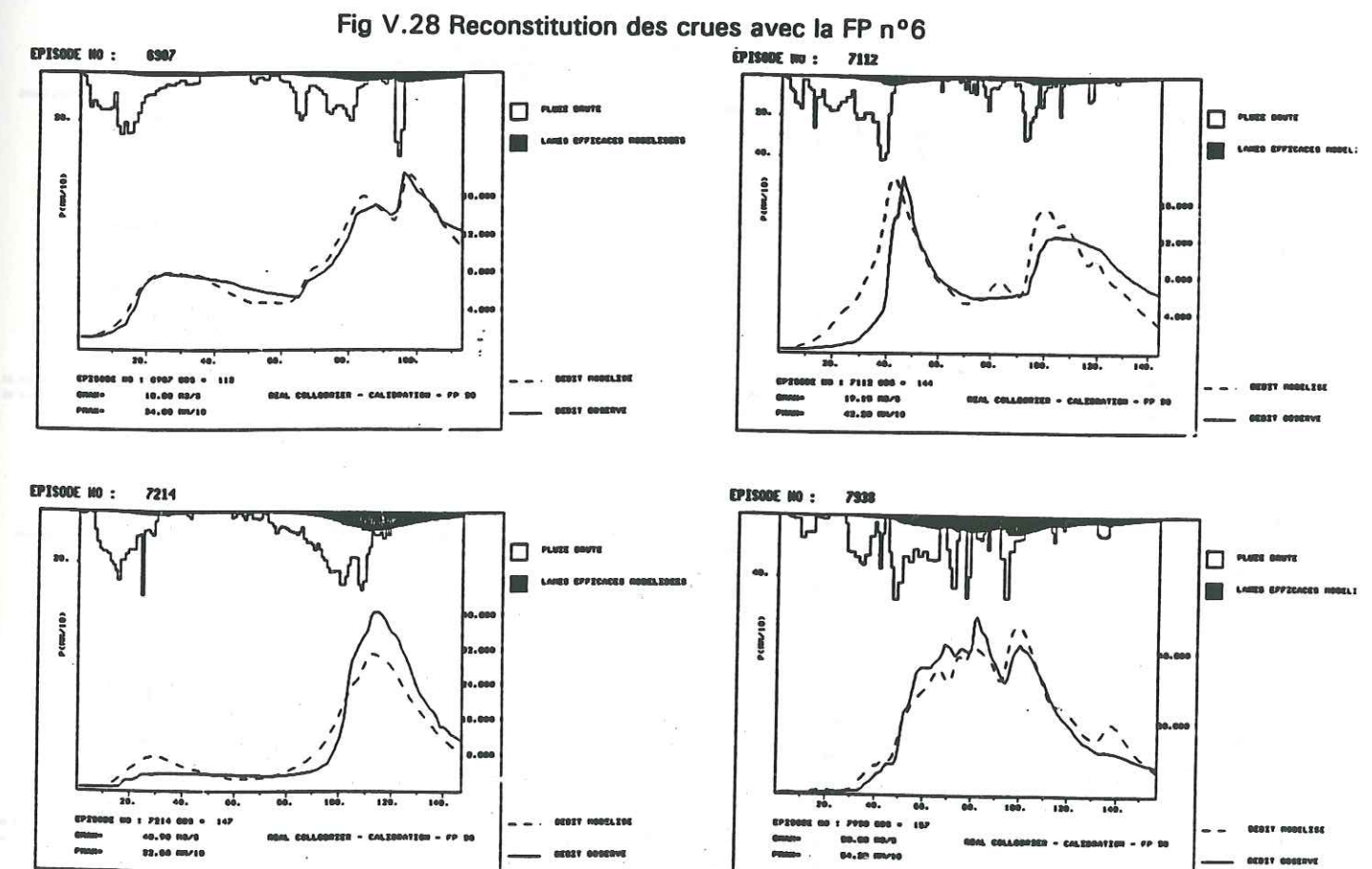
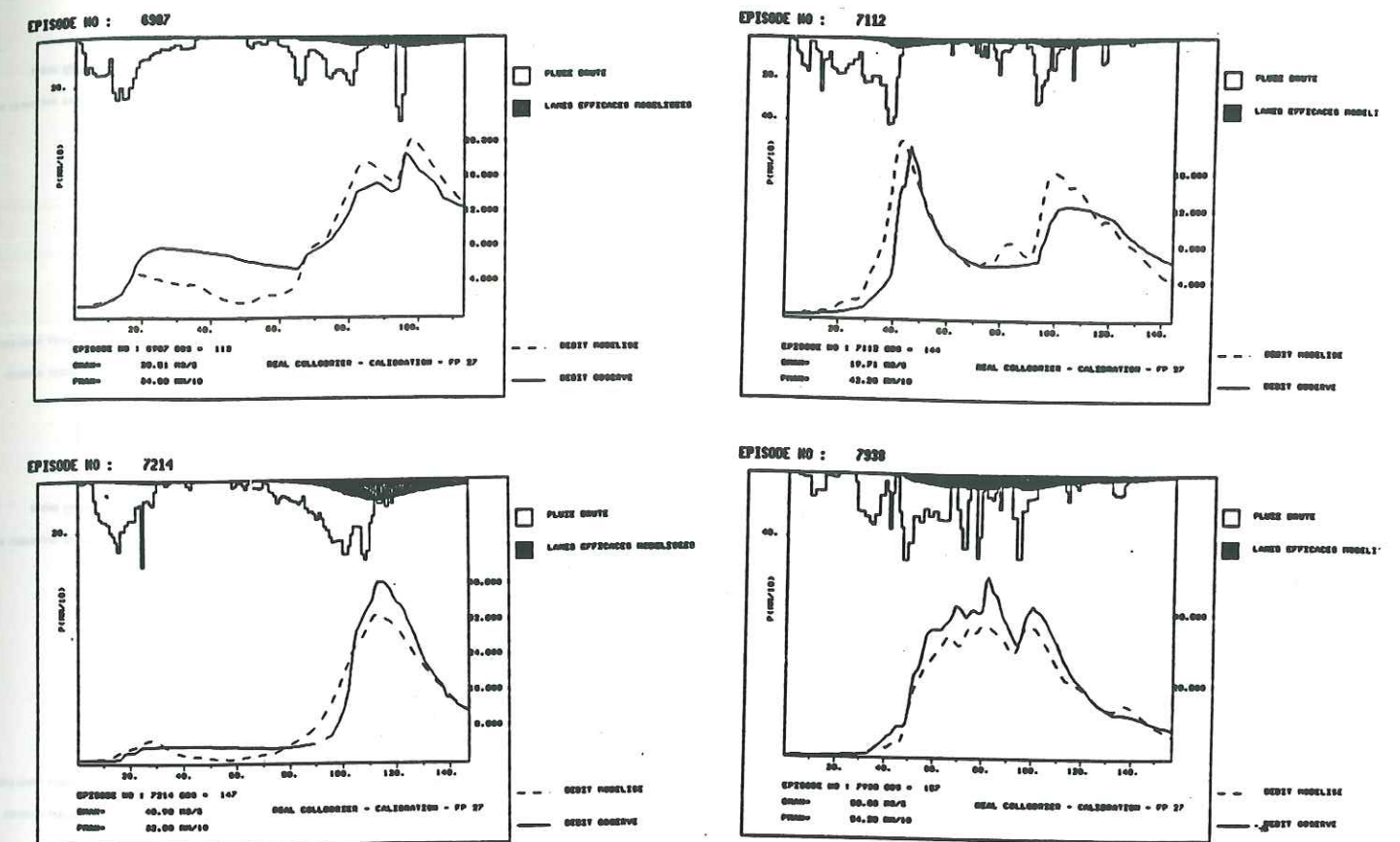
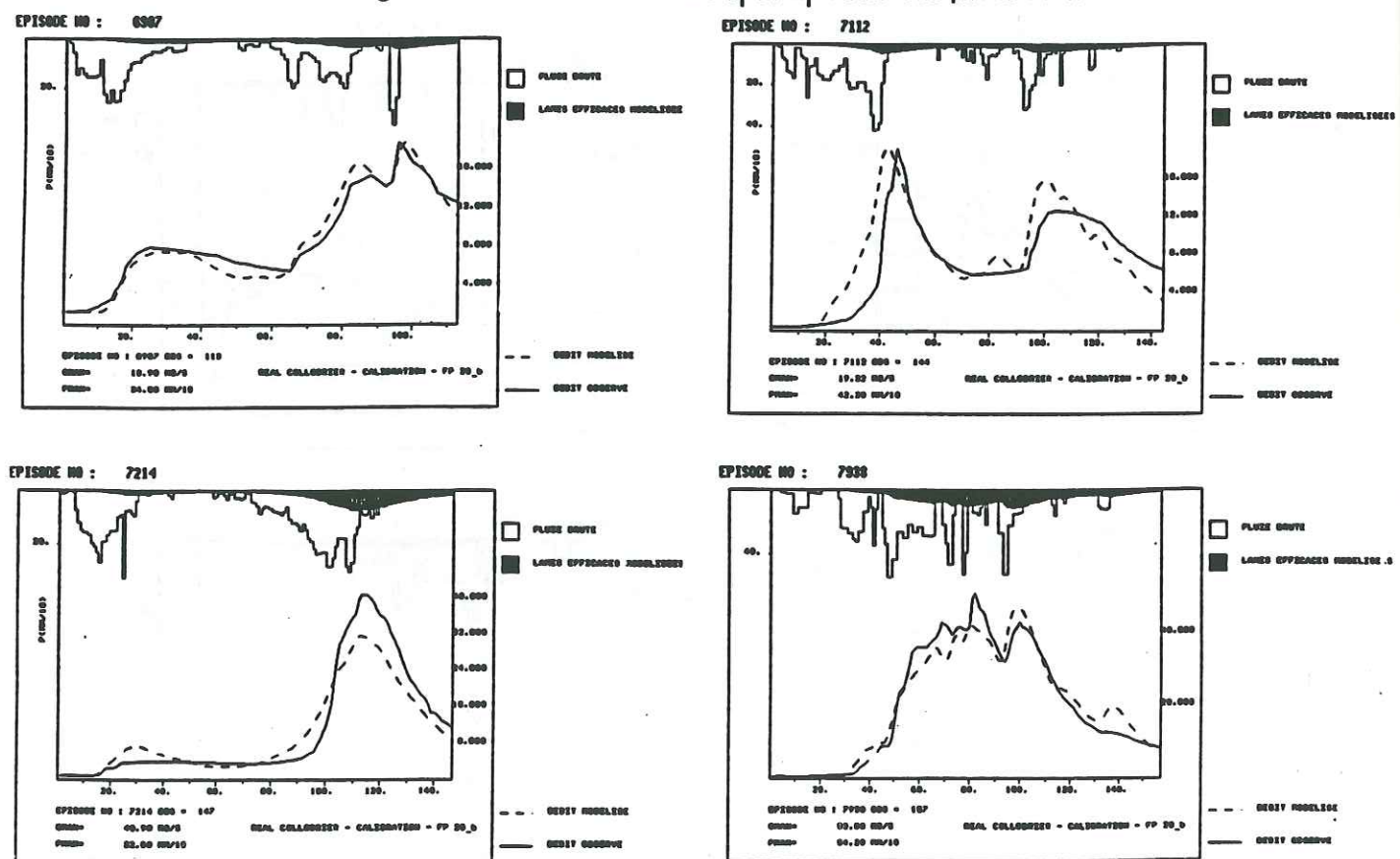
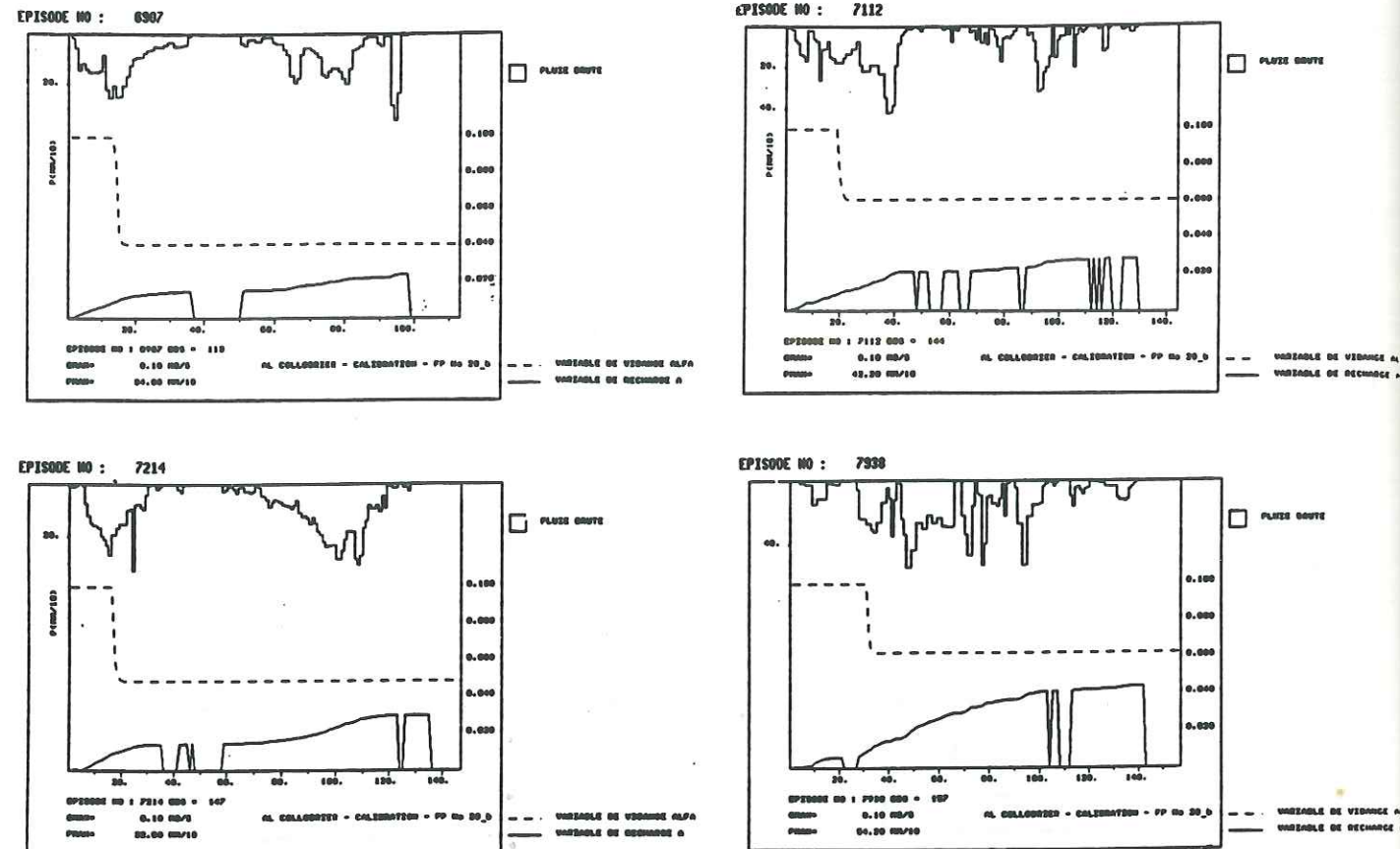


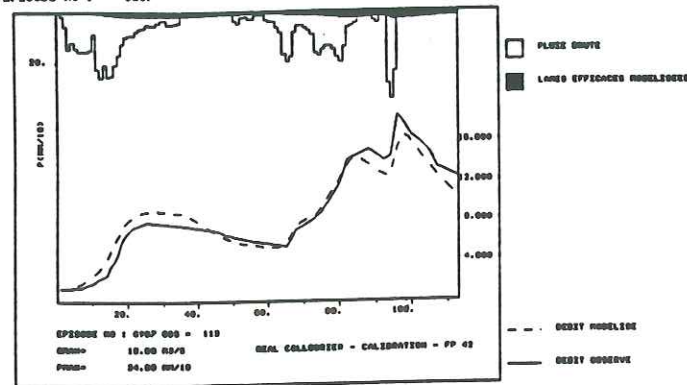
Fig V.25 Reconstitution des crues avec la FP n°2



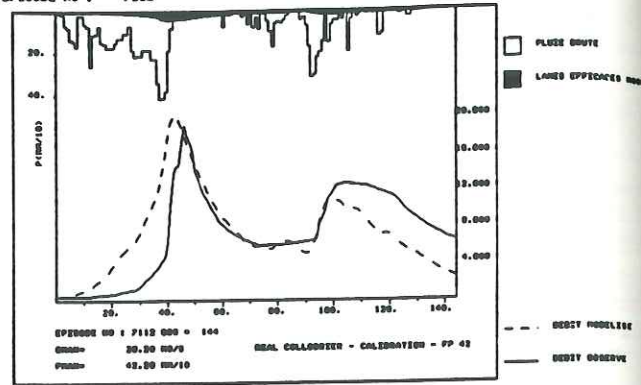




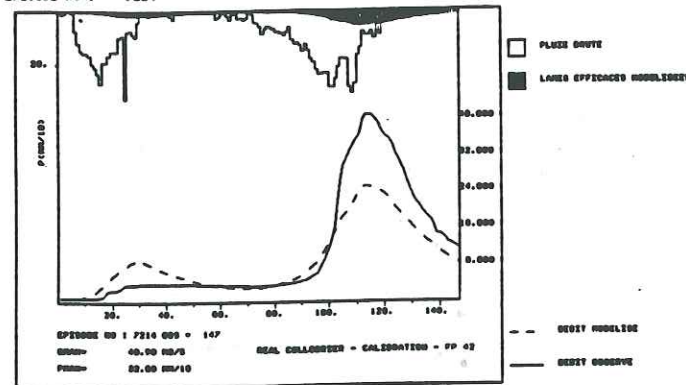
EPISODE NO : 6307



EPISODE NO : 7112



EPISODE NO : 7214



EPISODE NO : 7938

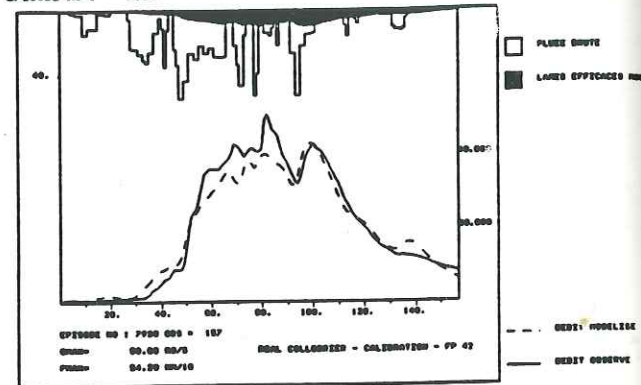
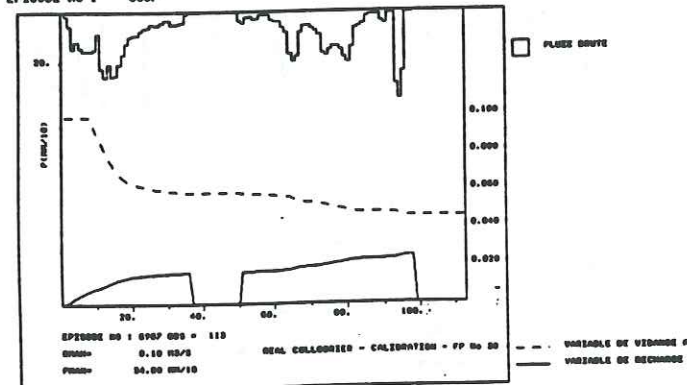
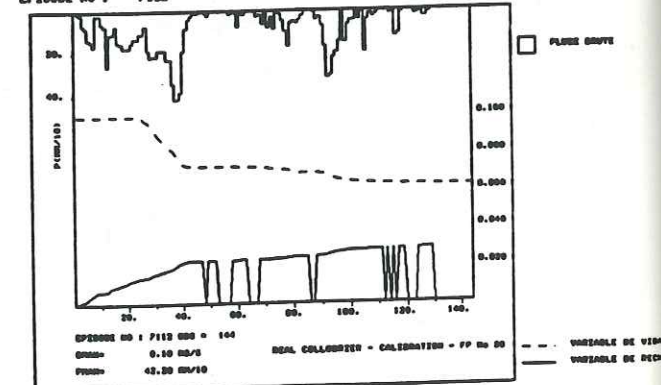


Fig V.30 Reconstitution des crues avec la FP n°10

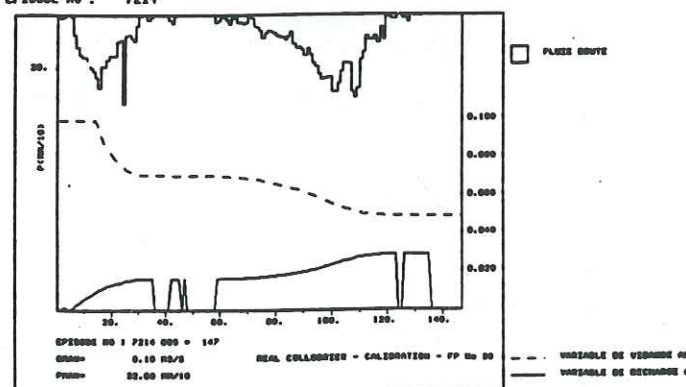
EPISODE NO : 6307



EPISODE NO : 7112



EPISODE NO : 7214



EPISODE NO : 7938

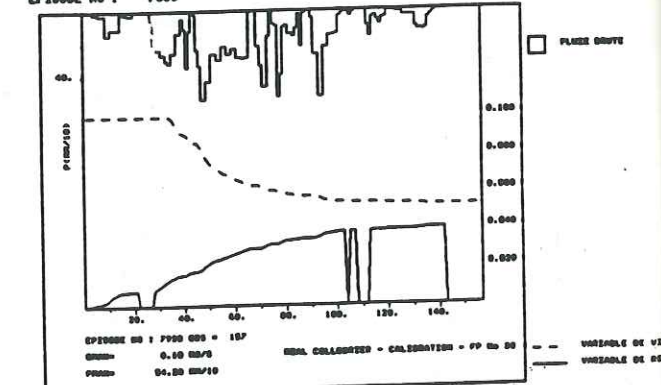
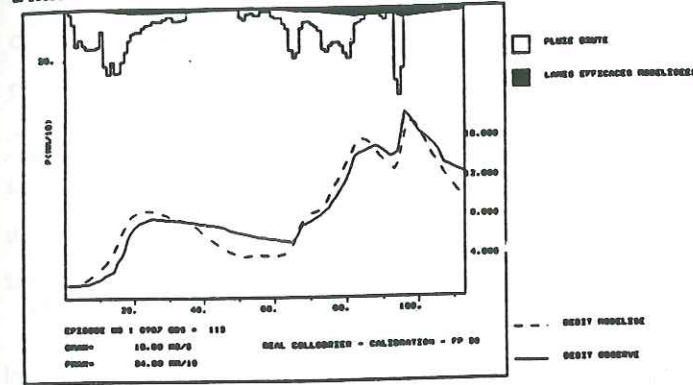
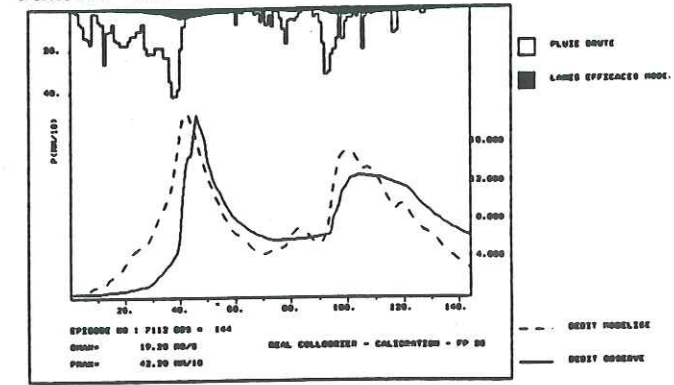


Fig V.31 Variables de modèle  $\alpha_i$  et  $\alpha_j$  modélisés par la FP n°11

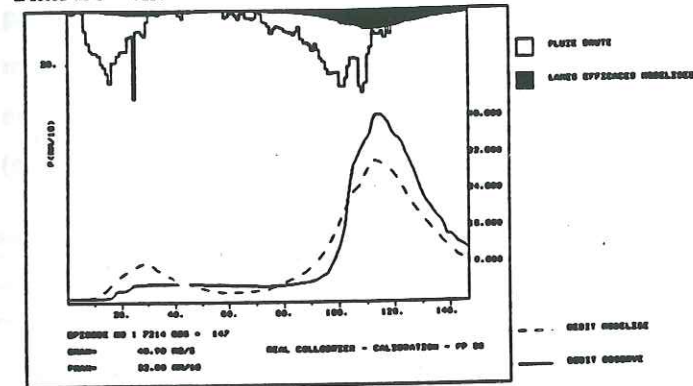
EPISODE NO : 6307



EPISODE NO : 7112



EPISODE NO : 7214



EPISODE NO : 7938

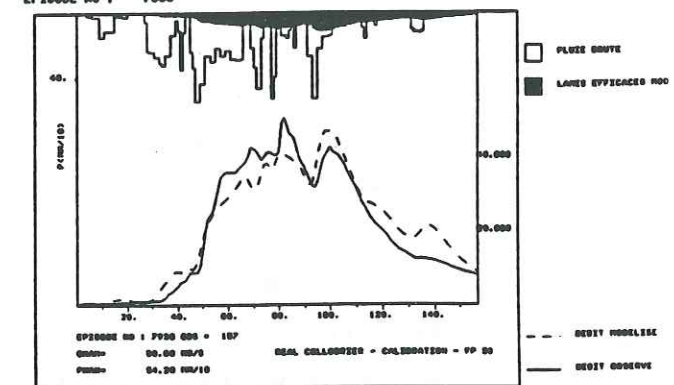


Fig V.32 Reconstitution des crues avec la FP n°11



## V.6.2 RECHERCHE SIMULTANEE D'UNE FONCTION DE PRODUCTION ET D'UNE FONCTION DE TRANSFERT

Dans ce paragraphe, nous utiliserons la puissance de l'algorithme du Simplex pour optimiser les paramètres de deux fonctions à la fois. En effet, plutôt que d'ajuster une loi entre les pluies brutes et des lames efficaces obtenues à l'aide d'une fonction de transfert dont nous connaissons les imperfections, nous identifierons directement les deux fonctions - transfert et production - qui ajustent au mieux les débits observés. Bien entendu, nous donnerons aux deux lois en question les structures qui sont apparues précédemment:

- loi linéaire à quatre (ou cinq) paramètres pour la fonction de transfert.
- quelques unes des meilleures lois analysées au paragraphe précédent (pour la production).

La recherche d'une fonction de production fonctionnant sans initialisation nous a conduit à identifier un certain nombre de structures dont les performances en reconstitution sont voisines. Nous avons donc sélectionné quatre fonctions (à 4 ou 5 paramètres) qui reproduisent bien les débits. Deux (FP n°7 et 10) modélisent la variable  $\alpha$  par une constante ( $\alpha_i = K_1 \cdot Q_0^{K_2}$ ); les deux autres (FP n°11 et 12) la modélisent par une décroissance du type  $\alpha_i = K_1 (Q_0 \cdot PCUM_i)^{K_2}$ .

Ainsi nous essayerons de savoir si les fonctions de production sont sensibles à un changement dans la fonction de transfert. La paramétrisation des FP sera-t-elle affectée si on octroie cette liberté aux fonctions de transfert? Enfin, on pourra se demander si les FT identifiées sont plus représentatives du bassin versant qu'avec les algorithmes utilisés au chapitre III. Jusqu'à présent, on n'a pas pu identifier une fonction de transfert unique et invariante.

### A Optimisation simultanée des coefficients de la FT et des paramètres de la FP.

Cette optimisation globale des coefficients de la FT et des paramètres de la FP nous permet de gagner significativement en phase de calibration.

La première fonction de production testée (n°7) donne une légère amélioration des débits modélisés par rapport à l'optimisation faite sur les lames efficaces déconvoluées par DPFT. On passe d'une efficacité de 0.842 (Annexe IV Tab.7) à 0.857 (Annexe V Tab.1.1). Par contre le gain sur les variations de débit est notable (de 0.325 à 0.500). L'application de cette fonction sur l'échantillon de validation ne donne pas de meilleurs résultats en débit. On reste à 0.676 en débit mais on passe de 0.391 à 0.445 en variations de débit. On remarquera que la

paramétrisation de la fonction de production reste pratiquement inchangée. D'une certaine façon, cela confirme que l'on peut avoir confiance en l'algorithme du Simplex qui retrouve les mêmes paramètres de calage.

La deuxième fonction optimisée (FP n°10) affirme les mêmes tendances (0.823 à 0.857 en Q et 0.312 à 0.501 en dQ). Par contre la validation est un peu plus médiocre puisqu'on perd en débit (de 0.765 à 0.675). La pente de la droite d'ajustement  $X_{obs} = f(X_{calc})$  avec  $a = 0.790$  traduit une certaine sur-estimation des débits en validation.

La figure V.33 donne des représentations des crues modélisées par la FP n°10. A noter la modélisation de la crue 7426 toujours très difficile à reproduire. Elle est caractérisée par des pluies très violentes séparées par de très longues périodes sans pluie. Grâce à une paramétrisation exceptionnelle ( $\alpha = 0.47$  est très grand par rapport à  $a = 0.03$ ), elle peut modéliser des montées très rapides de crue et surtout des récessions très brutales. Sur les autres épisodes, les débits modélisés suivent assez fidèlement la dynamique des crues. Les récessions (épis. 7836) ou les montées (épis. 8345) sont assez bien approchées.

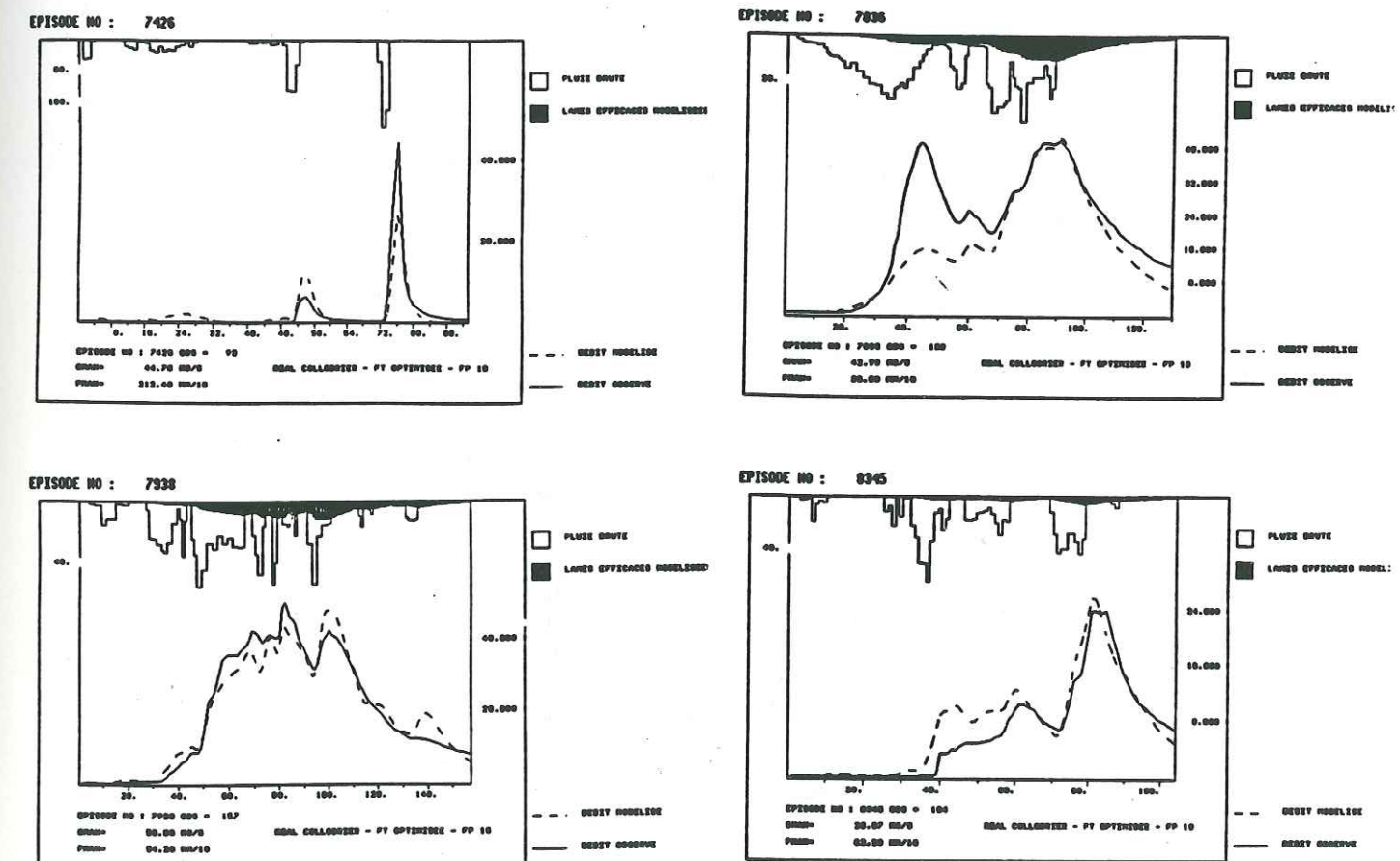


Fig. V.33 Reconstitution des crues par la FP n°10 et la FT optimisée par le Simplex.

Les FP n°11 et 12 confirment les gains obtenus en calibration tant sur les débits que sur les variations de débit. Les paramètres varient très peu. L'application en validation des FP ne



nous donne pas d'amélioration. Une optimisation de la fonction de transfert n'améliore guère la qualité des résultats de reconstitution des débits. Cependant, une telle FT permet de modéliser des crues dont les variations sont plus fidèles à celles observées. Dans tous les cas (calibration ou validation, peu n'importe quelle FP), une FT optimisée donne des dQ modélisées de meilleure qualité.

La figure V.34 donne une représentation graphique des fonctions de transfert optimisées par le Simplex pour les quatre FP sélectionnées. Pendant cette phase de calage on a permis à l'algorithme d'identifier cinq coefficients pour la FT. Les illustrations donnent des représentations assez homogènes dans les quatre cas. A chaque fois, les deux premiers pas de temps sont nuls. La longueur des FT est aussi identique pour les quatre FP: on a une longueur de 5 pas de temps, le dernier pas de temps ayant un assez faible poids par rapport aux précédents. Le pic de la FT varie. Les FP n°7 et 10 trouvent la même FT avec un pic à trois pas de temps -il est vrai que ces deux FP sont très semblables. Seule la FP n°12 identifie un pic au quatrième pas de temps.

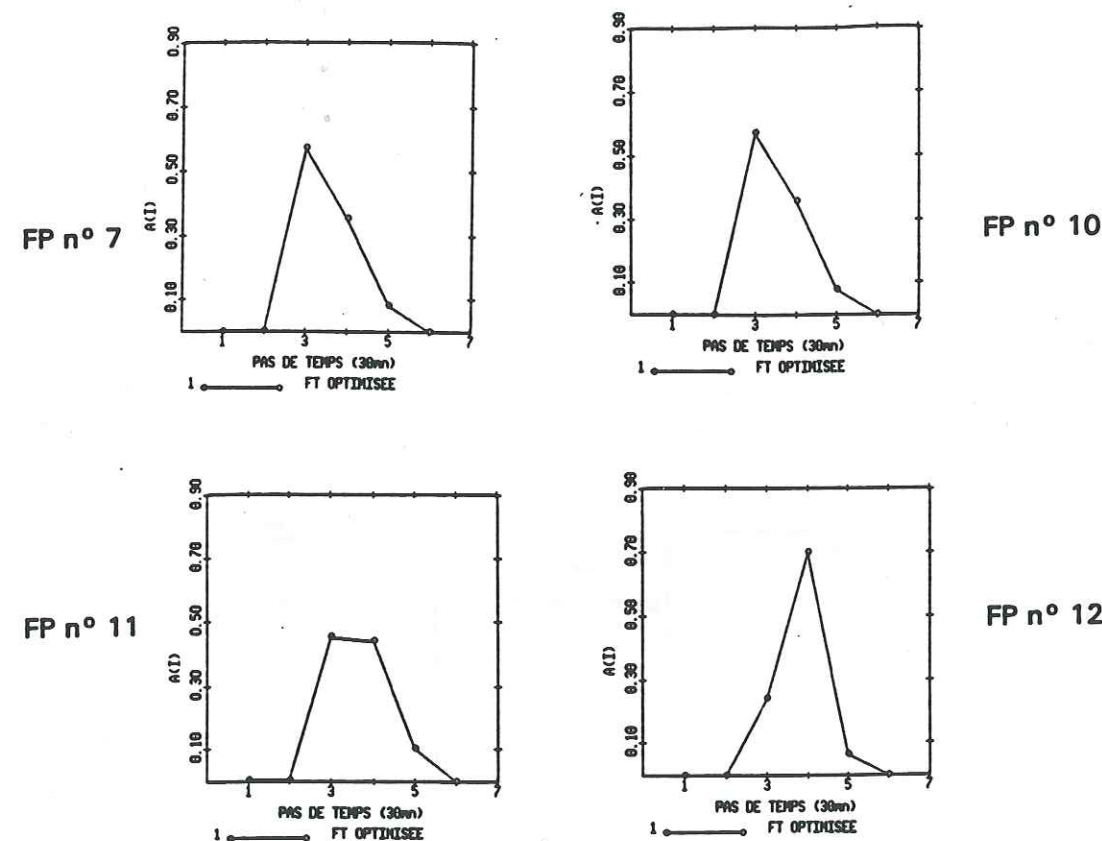


Fig V.34 Réal Collobrier: fonctions de transfert optimisées par le Simplex

Les caractéristiques de ces FT laissent présager que la fonction de transfert d'un bassin versant peut être caractérisée par:

- sa longueur ( de l'ordre du temps de montée de l'Hydrogramme Unitaire)
- l'existence de paramètres à valeur nulle au début (délai avant ruissellement?)

En réalité, cette deuxième caractéristique pourrait peut-être provenir simplement de l'inexactitude des fonctions de production envisagées qui ne retarderaient pas suffisamment l'apparition des lames efficaces.

#### B Introduction d'une fonction-retard

La fonction de transfert optimisée simultanément avec la fonction de production sur le Réal Collobrier ayant la particularité d'avoir ses deux premiers coefficients proches de valeurs nulles, nous allons introduire une fonction-retard satisfaisant a ce critère. Le modèle GR3H (Edijatno, C. Michel 1989), dérivé de GR3J pour des données horaires, possède une fonction-retard qui permet de répartir dans le temps les volumes produits par le réservoir-sol de GR3H, qu'on peut assimiler dans de modèle à la fonction de production.

Cette fonction de transfert (ou fonction-retard) est définie sous forme analytique et ne dépend que d'un seul paramètre.

$$h(t) = \frac{3 \cdot t^2}{C^3}$$

Nous avons vu que sur le Réal Collobrier, le bassin semblait retenir les volumes de lame efficace pendant deux pas de temps avant de les libérer dans le réseau. Pour tenir compte de ce retard, on a décidé de proposer une fonction-retard semblable mais dont la croissance est plus rapide.

On a choisi une fonction cubique de forme:

$$h(t) = \frac{4 \cdot t^3}{C^4}$$

exprimant l'équation de l'Hydrogramme Unitaire". c représente la longueur de cet H.U. Afin d'utiliser cet H.U. sous forme discrétisée, nous devons, pour chaque pas de temps, calculer l'intégrale de la fonction sur ce pas de temps.

$$H_i = \int_{i-1}^i h(t) dt = \frac{4 \cdot i^3 - 6 \cdot i^2 + 4 \cdot i - 1}{C^4}$$



Cette fonction unitaire a l'avantage d'être définie uniquement à l'aide du paramètre C. Ce paramètre sera à optimiser globalement avec ceux de la fonction de production par l'algorithme du Simplex.

Ce mode de transfert sera appliqué sur un bassin: le Réal Collobrier. En effet, on peut penser que les optimisations précédentes avec 8 ou 9 paramètres correspondent aux limites extrêmes de l'optimisation par le Simplex. Avec cette fonction paramétrée par un seul coefficient, on diminue le nombre des paramètres à optimiser et donc le risque d'une mauvaise convergence.

Les résultats obtenus par cette modélisation (Annexe V Tab 1.2) pour la FP n°7 sont presque équivalents avec ceux trouvés par une optimisation des coefficients de la FT. Il n'y a pas de changement sur les débits modélisés (0.857 d'efficacité). Seuls les variations de débit sont un peu moins bien reconstituées (0.482 contre 0.500) mais les résultats restent supérieurs à ceux obtenus avec une FT identifiée par DPFT. La validation donne les mêmes critères de reconstitution (0.675 contre 0.676 en Q et 0.462 contre 0.445 en dQ). Les paramètres de calage de la fonction de production restent inchangés.

Pour la FP n°10, on retrouve une paramétrisation très voisine de celle identifiée au IV.5.1 avec la FT déconvoluée: les critères de calibration sont moins performants qu'avec une FT optimisée, ils sont en revanche meilleurs en validation (Annexe V Tab. 2.2).

Les deux autres fonctions de production testées (n°11 et 12) donnent des résultats pratiquement identiques à ceux trouvés avec une FT optimisée tant en calibration qu'en validation, la paramétrisation étant également conservée.

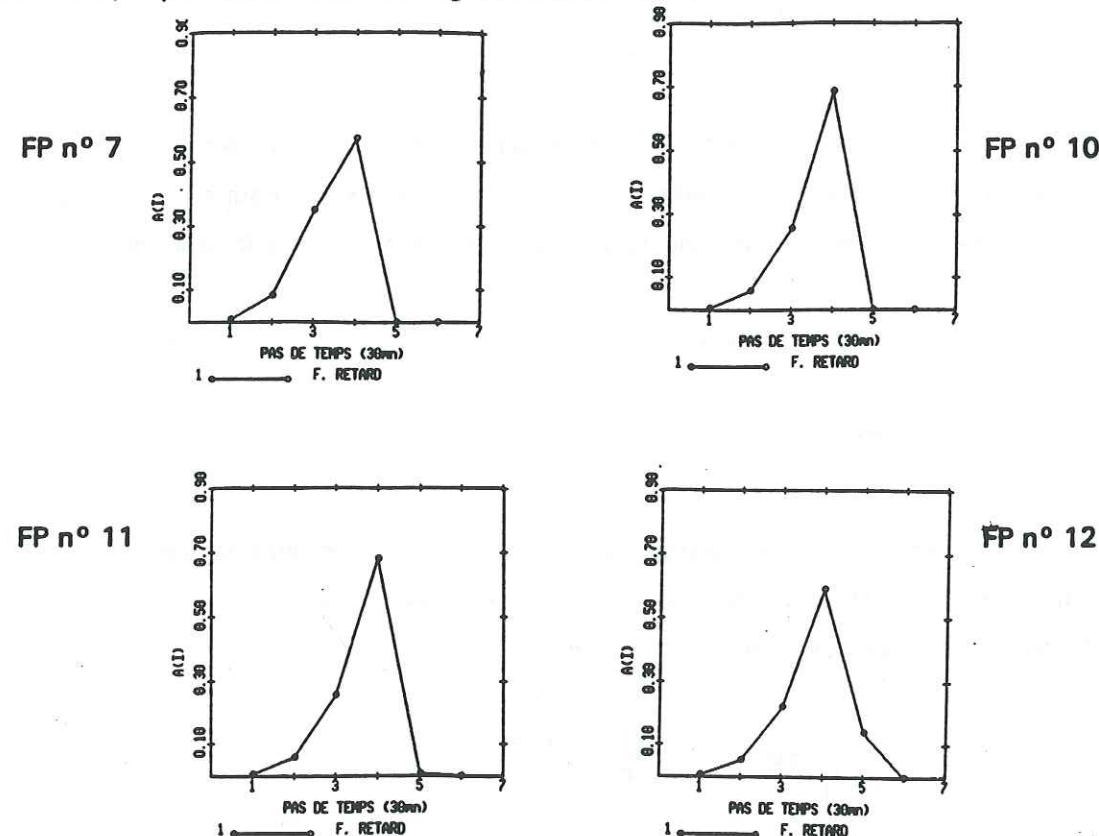


Fig V.35 Fonction de transfert optimisées par la fonction-retard

Les fonctions-retard sont toutes les quatre très semblables. Le paramètre C est toujours optimisé autour de 4. Une constante se dégage de ces essais: le bassin du Réal Collobrier semble avoir une fonction de transfert (ou fonction-retard) de 4 pas de temps de 30 mn. On retrouve le résultat de l'identification de la FT par la méthode DPFT au II.3. La fonction de production n°12 a de nouveau tendance à identifier un coefficient non nul au 5ième pas de temps.

### V.6.3 CONCLUSION

En conclusion de cette partie, on a pu développer une série de fonctions de production pouvant fonctionner sans initialisation. Ces fonctions sont capables d'expliquer jusqu'à 85% de la variance des débits sur notre échantillon de calibration. Les performances en phase de validation sont moins intéressantes (Efficacité=0.79 au maximum). Peut-être peut-on l'expliquer par l'hétérogénéité des crues (surtout du point de vue du débit initial) qui ne permet pas d'extrapoler en validation la paramétrisation de la calibration.

Nous avons testé quatre fonctions de production en employant trois modes de transfert: une FT identifiée par DPFT, une FT dont les coefficients ont été optimisés, une FT exprimée par un polynôme. Ces trois types de transfert ont abouti à des résultats équivalents. Non seulement les critères de reconstitution sont semblables mais aussi la paramétrisation des fonctions de production varie très peu.

Les variations de débit sont un peu mieux suivies quand on optimise les coefficients de la FT (0.500) voire par la fonction polynômiale (0.482), pour la FP n°7. Il est vrai que la FP calée par la FT identifiée par la DPFT est la seule à avoir été calibrée sur les lames efficaces et non sur les débits. Quoiqu'il en soit, il n'y a que peu de différences dans les résultats selon les types de transfert testés. Le meilleur essai est à mettre au crédit de la fonction de transfert optimisée qui donne un maximum de liberté et compense le mieux possible les imperfections des lames efficaces.



## V.7 APPLICATION DU MODELE A D'AUTRES BASSINS

Nous allons maintenant appliquer les quatre versions du modèle sur trois bassins versants différents. L'optimisation des paramètres de la FP a été effectuée en même temps que ceux des coefficients de la FT. Cette méthode nous a montré que sur le Réal Collobrier, elle fournissait des résultats de meilleure qualité à la fois pour le débit et surtout sur les variations de débit modélisés. Nous nous intéresserons spécialement à la valeur des paramètres de la fonction de production. Nous chercherons à savoir si ces paramètres varient de façon notable suivant les bassins. Nous examinerons également l'évolution des fonctions de transfert optimisées et chercherons à comparer ces fonctions selon les bassins.

### V.7.1 GARDON D'ANDUZE

Pour ce bassin, nous proposerons deux types de calage. Nous identifierons la fonction de transfert à la fois par optimisation de ses coefficients et par le biais de la fonction-retard.

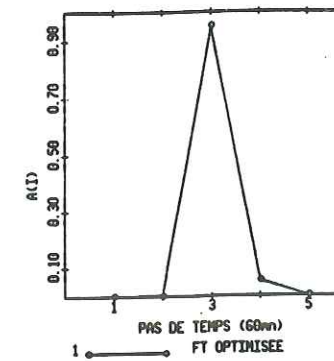
L'application des quatre fonctions sur le Gardon donne de bons résultats en calibration (Annexe V, Tab 1.3). On parvient à obtenir 0.847 d'efficacité en débit pour le meilleur essai (FP n°10) et 0.739 pour le moins bon (FP n°12). Les reconstitutions en variation de débit sont aussi médiocres que sur le Réal avec au maximum 0.440 (FP n°10) d'efficacité et 0.307 au minimum (FP n°7).

En validation les performances en débit ne dépassent pas 0.677 (FP n°10) et 0.340 en variation de débit (FP n°10). Il faut noter l'écart important entre le coefficient de détermination qui peut atteindre des valeurs impressionnantes (0.883) et la faiblesse de l'efficacité. La pente de la droite d'ajustement (1.489 pour la FP n°7) montre qu'en débit modélisé les crues ont un biais systématique dans le sens de la sous-estimation.

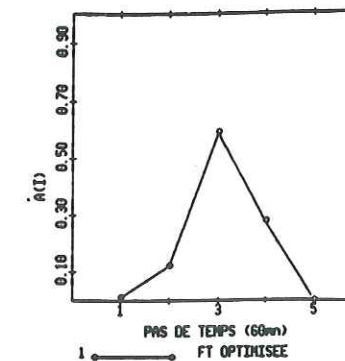
Les paramètres des fonctions de production ont des valeurs numériques assez proches de celles trouvées sur le Réal Collobrier. Cependant le pas de temps sur le Gardon est de une heure contre 1/2 heure sur le Réal. Compte tenu des dimensions des paramètres  $a$  et  $\alpha$  ( $T^{-1}$ ), cela signifie que l'ordre de grandeur de  $a$  et  $\alpha$  sur le Réal est le double de celui du Gardon.

Les fonctions de transfert optimisées sont de nature assez proches. La longueur de ces FT se situe à quatre pas de temps (soit quatre heures). Comme pour le Réal les deux premiers pas de temps sont nuls (sauf pour la FP n°10). Le 4ème pas de temps est dans l'ensemble négligeable par rapport au 3ème pas de temps. Ce pic - qu'on retrouve pour toutes les fonctions - supporte presque tout le transfert (90% pour la FP n°7 et 11, autour de 70% pour les autres). La tendance dégagée sur le Réal se confirme. Les lames efficaces suffisent à elles seules pour expliquer le débit. Un simple décalage de trois pas de temps est nécessaire pour reconstituer les débits.

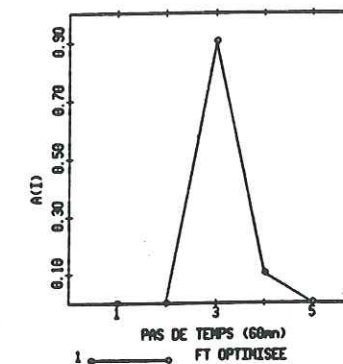
FP n° 7



FP n° 10



FP n° 11



FP n° 12

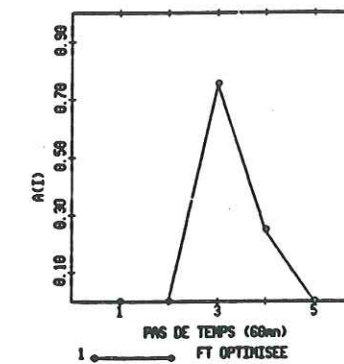
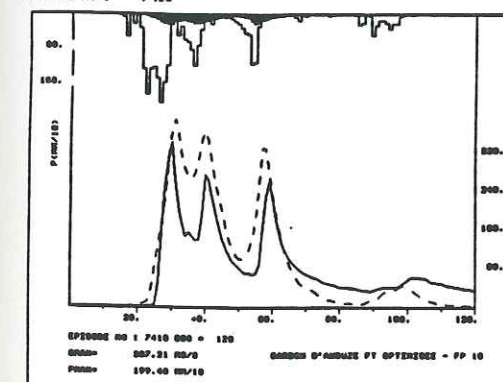
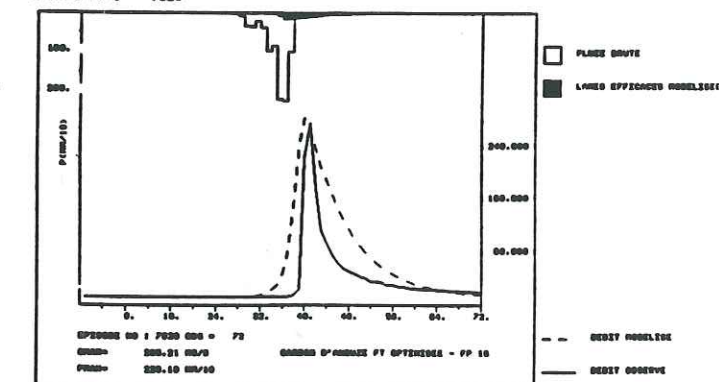


Fig V.35 Gardon: Fonctions de transfert optimisées par le Simplex.

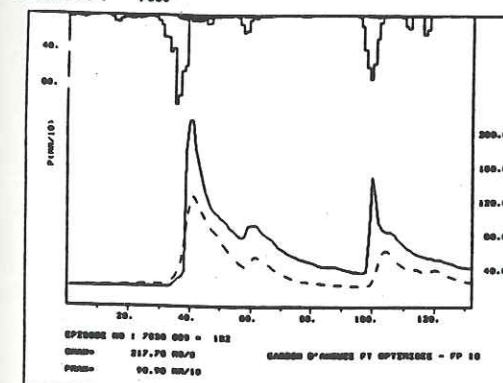
EPISODE NO : 7410



EPISODE NO : 7520



EPISODE NO : 7630



EPISODE NO : 7650

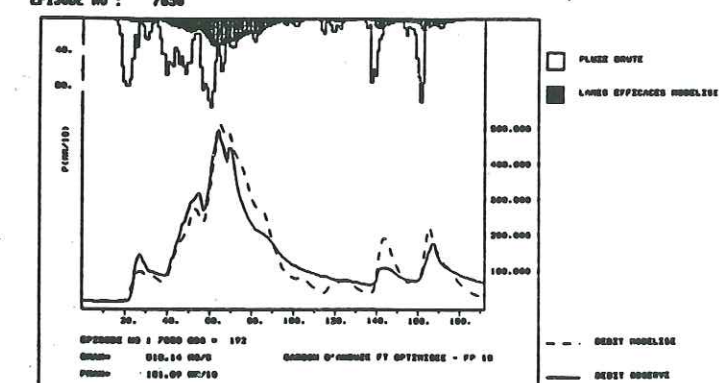


Fig. V.36 Reconstitution des crues par la FP n°10 et la FT optimisée par le Simplex.



# V.7.2 SOUS BASSINS DU REAL COLLOBRIER

## A Maurets

Les fonctions de transfert optimisées (Fig V.38) ont toutes la même forme générale. Elles présentent un pic au tout premier pas de temps suivi d'un second bien individualisé au 4ème pas de temps. C'est un peu comme si une partie du bassin réagissait immédiatement puis une heure plus tard une seconde onde de crue parvenait à l'exutoire. Il est difficile d'expliquer un tel phénomène. Il agit probablement d'un artéfact numérique sans réalité physique. On s'étonne toutefois de trouver la même FT identifiée pour 4 fonctions de production différentes. Ou bien s'agit-il d'un véritable mécanisme hydrologique mis en évidence grâce à cette méthode d'optimisation?

D'autre part, cette curieuse identification n'est pas la seule surprise. Les valeurs des paramètres de la variable de ruissellement sont tout à fait conforme à ce qu'on a déjà observé sur le Réal. Les valeurs numériques sont très proches. Pourtant, l'algorithme du Simplex identifie pour les Maurets un paramètre bien différent des autres bassins. Il trouve une valeur positive de l'exposant de  $Q_0$  (pour  $\alpha$ ) alors que pour les autres bassins il identifiait un paramètre négatif. Pourquoi trouve-t-on une tendance qui affirme que plus le débit initial est grand, plus la vidange

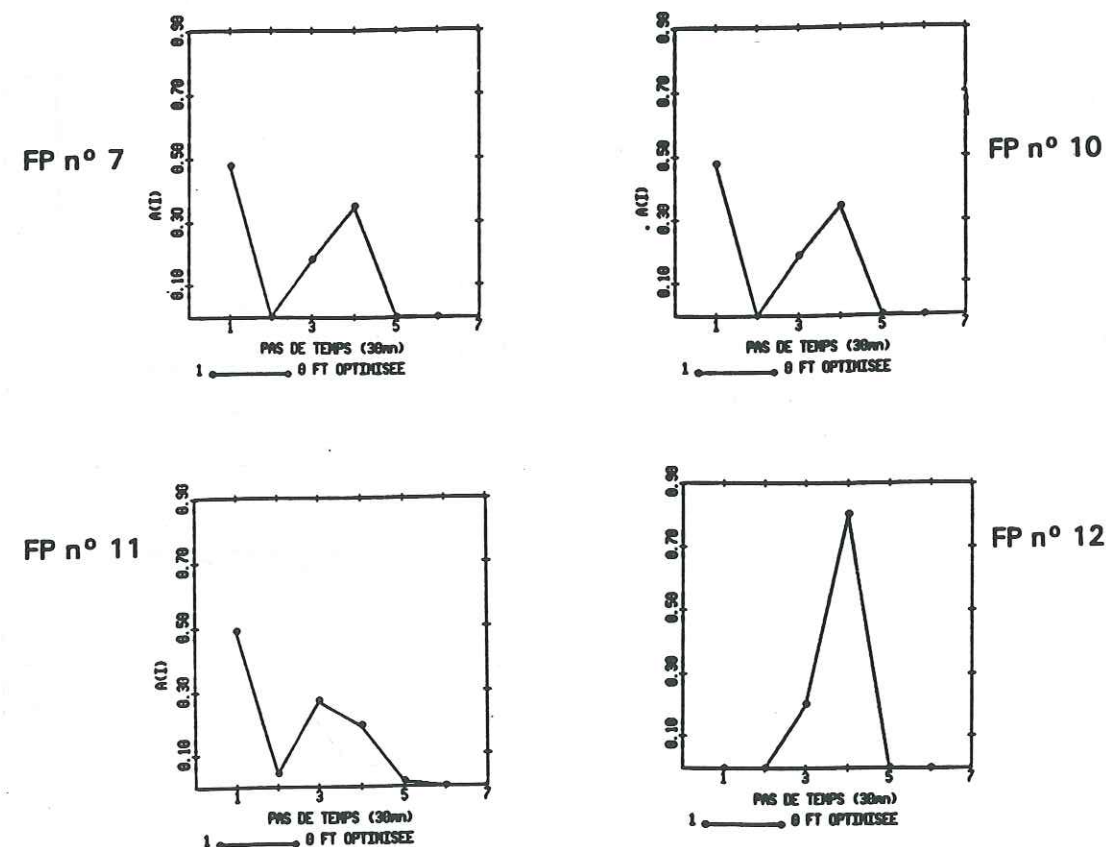


Fig V.38 Maurets: Fonctions de transfert optimisées

Les deux premiers pas de temps nuls nous incitent à réutiliser la fonction-retard. De nouveau ce mode de transfert se trouve fournir des crues à des niveaux de reconstitution très comparables aussi bien en calibration qu'en validation. La paramétrisation (sauf pour la FP n°11) est inchangée.

Les fonctions de transfert obtenues sont un peu moins homogènes. Deux essais(n°10 et 11) donnent un paramètre C supérieur ou égal à 4, ce qui a pour conséquence d'allonger la fonction-retard qui possède alors un pic au 4ème pas de temps. Les deux autres fonctions ont des résultats similaires.

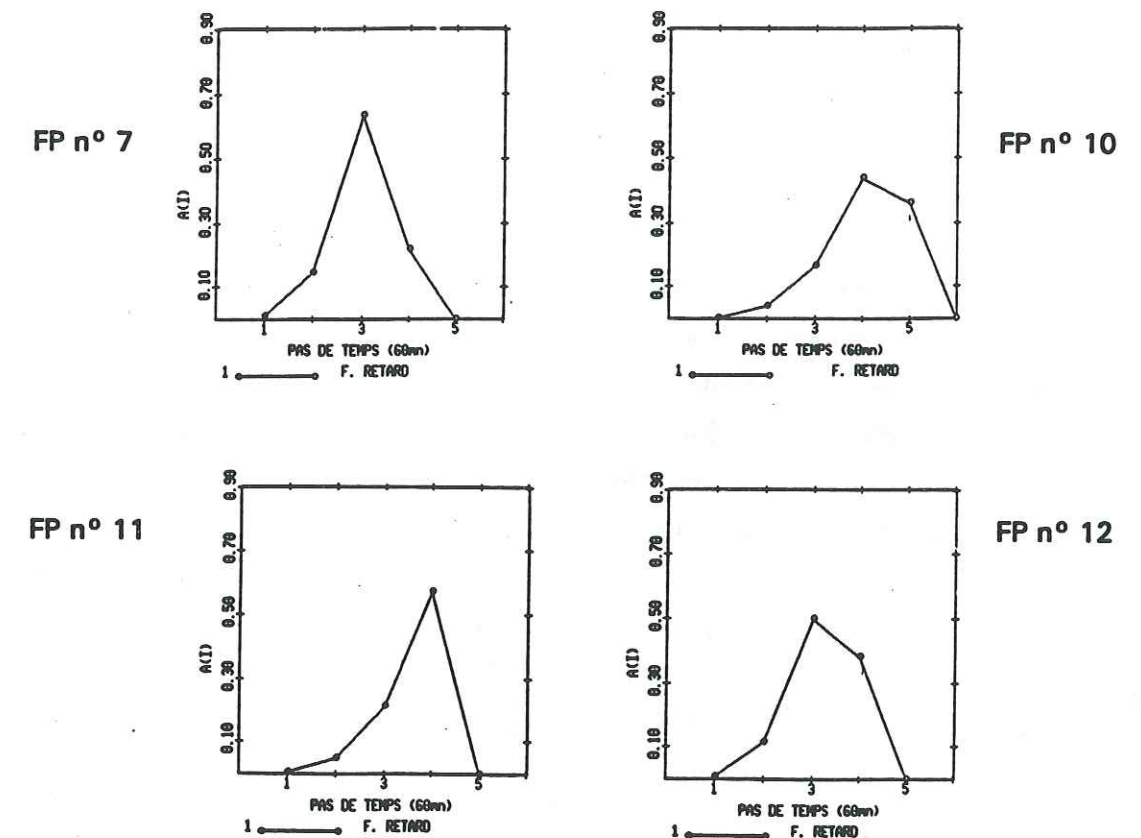


Fig V.37 Gardon: Fonctions de transfert optimisées par la fonction-retard



du réservoir est forte alors que dans tous les autres cas c'est le contraire? Ce résultat inhabituel nous a laissé penser que l'algorithme avait trouvé un optimum relatif dont les bonnes performances s'expliquent par un vecteur solution très éloigné du "vrai". On a relancé plusieurs fois l'optimisation en initialisant à chaque fois le Simplex de départ de façon différente. A chaque essai on a retrouvé le même vecteur optimisé.

Les reconstructions par les quatre modélisations sont assez médiocres (Annexe V). On n'a pas pu obtenir davantage que 0.778 d'efficacité en débit pour la FP n°11 et 0.664 pour la FP n°12. Les variations de débit sont catastrophiques: elles stagnent autour de 0.26 d'efficacité. La validation donne également des reconstitutions médiocres (maximum 0.529 d'efficacité en débit avec la FP n°12).

Le bassin des Maurets constitue décidément un bassin "à problème" (Cf Chap. II).

## B Valescure

Le bassin versant de Valescure a une taille pratiquement identique à celle des Maurets mais un comportement hydrologique très différent. Bien que mitoyens (recevant presque la même lame d'eau précipitée), ils génèrent des débits à l'exutoire très différents, surtout au point de vue de la forme des hydrogrammes (Cf Chap. I et II). Cette différence se manifeste également au niveau des fonctions de transfert optimisées. En effet le bassin de Valescure a pour les quatre fonctions de production testées un maximum au troisième pas de temps (Fig. V.39).

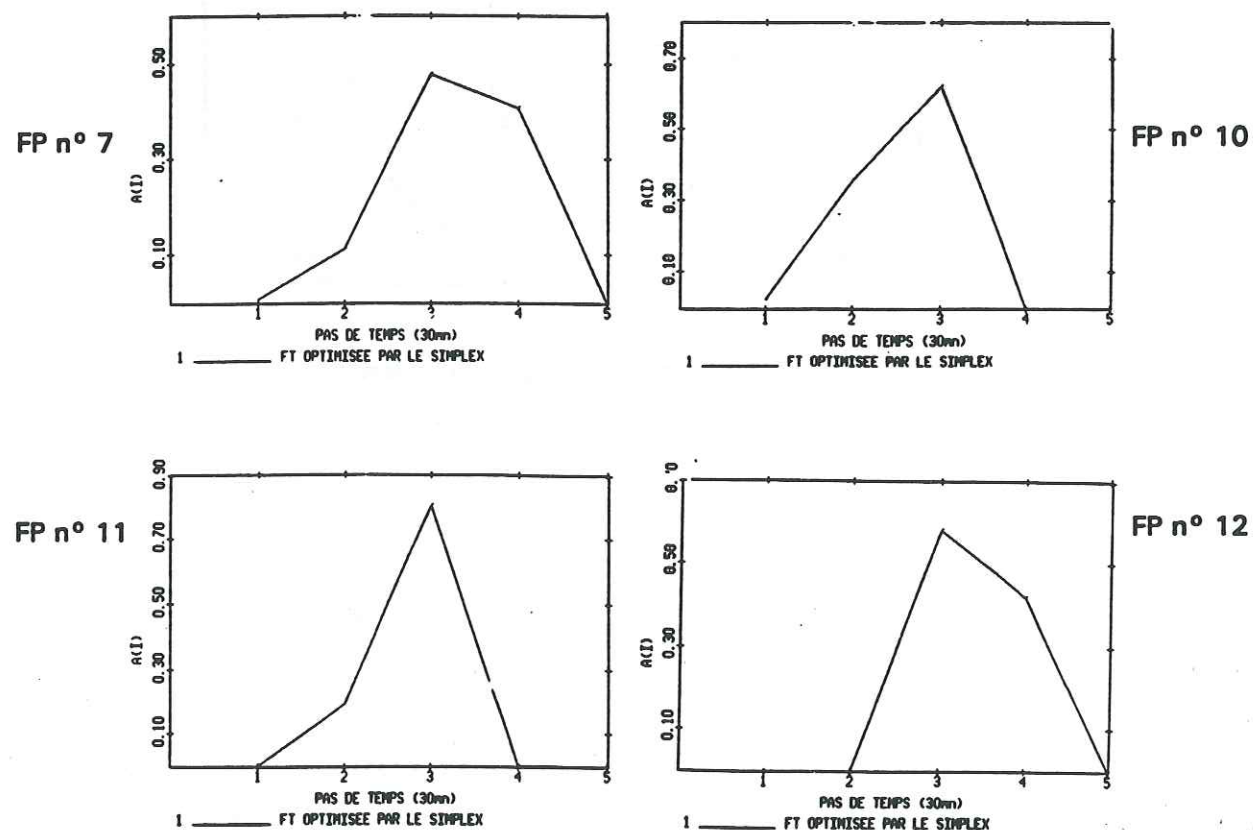


Fig V.39 Valescure: Fonctions de transfert optimisées

Ce maximum correspond à celui qu'on a obtenu avec la FT identifiée par DPFT. Même chez les FT courtes, le transfert est plus rapide sur Valescure qu'aux Maurets. On se retrouve bien dans le cas où la longueur de la FT courte est équivalente au temps de concentration du bassin.

Dans l'ensemble, les optimisations sur ce bassin, comme aux Maurets, sont assez délicates à obtenir. La longueur des épisodes ainsi que le nombre de crues utilisées sont peut-être une raison pour laquelle le calage est difficile.

Valescure est également un bassin dont les performances en calibration sont meilleures. On parvient à 0.84 en débit avec la FP n°11.

## V.7.3 CONCLUSIONS

Nous allons maintenant comparer les performances des quatre fonctions de production proposées et appliquées sur les quatre bassins. Le tableau IV. donne les meilleurs essais des FP testées obtenus sur les 4 bassins, en calibration et en validation en optimisant la fonction de transfert.

En phase de calibration, il apparaît que la FP n°10 donne le plus souvent les meilleurs résultats, surtout pour le Réal Collobrier et le Gardon. En validation, on retrouve plutôt la FP n°12 quoique, sur le critère des variations de débit, la FP n°10 soit de nouveau la meilleure.

Il faut souligner que la FP n°11 est celle qu'on retrouve le plus régulièrement placée dans les meilleures places (Tab. IV. , Annexe V), même en validation.

Tab. V.22 Fonction de transfert optimisée					
Sont figurés les n° des FP les plus performantes en Q et dQ. Les valeurs entre parenthèse représentent les efficacités					
		Réal Collobrier	Gardon	Maurets	Valescure
Calibration	E <sub>débit</sub>	10 (0.857) 11 (0.856)	10 (0.847) 11 (0.832)	11 (0.778)	11 (0.842)
	E <sub>var. débit</sub>	10 (0.501) 11 (0.484)	10 (0.440) 11 (0.388)	10 (0.264)	11 (0.262)
Validation	E <sub>débit</sub>	12 (0.729)	12 (0.677)	12 (0.529)	12,11
	E <sub>var. débit</sub>	10 (0.446)	10 (0.340)	10 (0.115)	(0.769) 11 (0.356)

En ce qui concerne les essais réalisés avec la fonction-retard (Tab. V.23 seulement sur le Réal et le Gardon), la comparaison des deux tableaux montre que cette structure avec une fonction polynomiale est peut-être légèrement moins bonne en calibration mais a un petit avantage en validation notamment sur les variations de débit (0.478 contre 0.340 au Gardon). En calibration, c'est la FP n°7 qui fournit les reconstitutions les meilleures, bien que les FP n°10



et 11 aient des performances voisines. la phase de validation donne plutôt la préférence à la FP n°10.

		Tab. V.23 Fonction de transfert polynomiale Sont figurés les n° des FP les plus performantes en Q et dQ. Les valeurs entre parenthèse représentent les efficiences	
		Réal Collobrier	Gardon
Calibration	E <sub>débit</sub>	7 (0.857) - 11 (0.856)	7 (0.831) - 11 (0.819)
	E <sub>var débit</sub>	7 (0.482) - 11 (0.457)	7 (0.397) - 11 (0.384)
Validation	E <sub>débit</sub>	10 (0.742)	12 (0.677)
	E <sub>var débit</sub>	7 (0.462)	10 (0.478)

S'il fallait mettre en avant une structure, la FP n°12 permet de meilleurs résultats en validation. En comparant les résultats, cette FP a, pour les quatre bassins, les meilleurs résultats tant en débit qu'en variation de débit.

Les fonctions qui font intervenir la pluie cumulée dans l'expression de la variable de ruissellement (a) semblent avoir tendance à être moins performantes en phase de validation. En résumé, parmi les quatre expressions, d'ailleurs voisines retenues à ce niveau, on ne peut pas vraiment faire émerger une FP nettement meilleure que les autres.

## V.8 CONCLUSIONS

En conclusion de ce chapitre, on peut dire que la première expression du modèle par un réservoir linéaire (V.4 a et  $\alpha$  constants par épisodes) ne paraît pas suffisante pour bien simuler les crues. Pourtant une telle représentation de la réponse d'un bassin sous la forme d'un réservoir linéaire est assez pertinente ( $E_Q=0.703$  en débit en phase de validation). On arrive à corréliser assez bien le paramètre de vidange  $\alpha$  avec le débit initial. La décroissance exponentielle des lames efficaces (et par conséquent des crues) seraient donc fonction des conditions initiales. Cette constatation ne surprendra pas puisqu'on a vu (II.2) que les décroissances exponentielles étaient influencées par les conditions antérieures à la crue. Malgré tout, les performances d'un réservoir linéaire sont assez limitées et l'on doit tenir compte de la variabilité temporelle des deux paramètres du modèle. Dans cette expression devenue non linéaire du réservoir on parvient à nouveau à relier les sous variables du modèle avec des grandeurs mesurables. La variable de vidange peut être représentée comme décroissant à mesure que le total de précipitations augmente. La variable de ruissellement est quant à elle directement liée aux intensités de pluie.

Après une première évaluation du comportement du modèle, on a pu passer à la recherche d'une fonction de production fonctionnant sans initialisation. Grâce à des algorithmes de recherche directe, il a été possible d'effectuer des optimisations rapides de toutes les structures que l'on a testées.

Il semble d'autre part que les fonctions de production les plus robustes correspondent à celles pour lesquelles l'identifiabilité des paramètres est la plus nette (mesurée en terme de  $T_Q$ ) et les indices de compensation les plus faibles (indice de Sarooshian). Grâce à l'algorithme du Simplex on a pu aussi optimiser simultanément une fonction de production et une fonction de transfert. Les résultats en terme de transfert confirment l'analyse faite au chapitre III. Pour tous les bassins, un transfert linéaire de durée égale au temps de montée de l'Hydrogramme Unitaire donne de bons résultats.

Il faut signaler que l'on peut obtenir de bonnes reconstitutions grâce à l'emploi de la fonction-retard polynomiale. Cinq paramètres seulement sont utilisés au total dans ce cas et donnent de bons résultats sur le Réal (0.86 d'efficience en débit en calibration et 0.74 en validation, les  $dq$  tournent autour de 0.48) et le Gardon (0.83 en calibration, 0.68 en validation). Les performances de ce modèle, comparées à celles de plusieurs autres sont encourageantes. En effet D. Sempere obtenait, avec un modèle exigeant une initialisation épisode par épisode (modèle de Lorent) des résultats moins bons que les nôtres qui sont obtenus sans initialisation ( $E=0.75$  en calibration pour le modèle de Lorent). Pour le modèle GR3H, P. Lardet sur un échantillon d'épisodes voisin du nôtre, et avec une initialisation épisode par épisode obtient des résultats un peu supérieurs ( $E=0.89$  en calibration).

En ce qui concerne les fonctions de production, plusieurs expressions simples sont disponibles. Nous ne disposons pas encore suffisamment de bassins versants pour analyser les



fluctuations des différents paramètres de ces FP d'un bassin à l'autre. Il resterait à trouver des grandeurs pouvant expliquer la variabilité de ces paramètres. Cette tâche est envisageable puisqu'on a pu expliquer dans une certaine mesure les décroissances exponentielles des crues par corrélation multiple (II.2) uniquement à l'aide de la pluviométrie. D'autre part, on peut espérer qu'il soit possible éventuellement de relier certains paramètres (ceux qui commandent le ruissellement) par la géomorphologie ou d'autres descripteurs qui caractérisent les bassins versants (surface du bassin, densité de drainage, etc...).

## RESUME DE LA THESE

Cette étude s'est articulée autour de deux thèmes principaux:

- On s'est d'abord placé dans le cadre de la méthode de l'Hydrogramme unitaire et posé la question de la linéarité de la fonction de transfert. La question de la linéarité a été abordée de deux façons:

On a tout d'abord, par une analyse par corrélation multiple sur les données d'un bassin sahélien, mis en relation la décroissance exponentielle des hydrogrammes avec un certain nombre de facteurs parmi lesquels les précipitations et l'état antérieur du bassin avaient un rôle non négligeable. La variabilité des récessions ainsi provoquée par ces causes diverses suppose qu'une fonction de transfert, pour modéliser correctement les décrues, devra adapter ses récessions à chaque épisode. En conséquence, considérer la fonction de transfert comme unique risque de constituer un handicap pour la modélisation.

En un second temps, on a procédé à une analyse de fonctions de transfert identifiées par la méthode DPFT notamment sur le Réal Collobrier dans le Var. On a vu toute la difficulté pour la FT de prendre en compte à la fois la fraction de ruissellement rapide et la composante lente du débit, révélant vraisemblablement l'incapacité d'une formulation linéaire unique (moyenne) et invariante pour bien simuler les débits. Cette constatation nous a amené à rechercher sur le bassin du Réal Collobrier les différentes fonctions de transfert pouvant exister. En sélectionnant les crues disponibles en fonction de certains critères, on a pu mettre en évidence au moins deux types de réponses sur ce bassin. On a pu voir au passage que les crues à débit initial peu élevé (caractérisant des périodes sèches) étaient associées à des réponses rapides. Cette remarque est en contradiction avec l'idée que, sur ce bassin méditerranéen, les réponses rapides sont activées par l'extension de zones saturées (mécanisme des zones contributives). On a pu noter aussi que toutes les fonctions de transfert identifiées, "lentes" ou "rapides", avaient des caractéristiques communes, particulièrement dans les premiers moments du transfert (temps de montée au pic).

L'étude s'est poursuivie par une analyse des pluies efficaces. On a vu que l'obtention de crues simulées de bonne qualité passait par l'introduction d'artifices peu compatibles avec la méthode de l'HU. En plus du fait que les pluies efficaces dépassaient très souvent les pluies brutes, il fallait bien souvent rajouter des pluies en fin d'épisode. Ces manipulations ne sont pas dues, à notre avis, à une mauvaise estimation des entrées mais plutôt à la variabilité des fonctions de transfert utilisées. Cette analyse des pluies efficaces s'est achevée par une étude de deux grandeurs accessibles à partir des PE: le coefficient de ruissellement instantané et le débit de pertes (infiltration surtout).

Les difficultés rencontrées avec la fonction de transfert HU nous ont amenés à proposer une représentation de la relation pluie-débit qui fait l'objet de la deuxième partie.



- Dans une deuxième phase, on a proposé l'expression d'une modélisation où la fonction de transfert était de courte durée. Dans ces conditions, les "pluies efficaces" associées à cette FT courte ont la particularité de se prolonger au delà des pluies brutes. Pour marquer la différence avec la production des modèles de type HU qui génèrent des pluies efficaces seulement pendant la durée des précipitations, on a baptisé ces volumes lames efficaces.

De façon à obtenir une estimation de la FT courte et des séries de lames efficaces, on a repris l'algorithme de la DPFT où l'initialisation a été faite de deux façons. Que l'on initialise l'algorithme par des pluies à structure exponentiellement décroissante (sur Polaka) ou par les pluies observées auxquelles on a rajouté des pluies fictives aux moments où il ne pleut pas (au Réal Collobrier), on est en mesure d'identifier une fonction de transfert courte et des lames efficaces compatibles avec nos hypothèses. En outre la longueur optimale des fonctions de transfert correspond au temps de montée de l'Hydrogramme Unitaire du bassin. Ces deux versions montrent la souplesse de la méthode DPFT à s'adapter à des situations éloignées de son utilisation habituelle.

Cependant ces fonctions de transfert ne sont pas d'une stabilité satisfaisante. C'est la raison pour laquelle on a repris l'algorithme de la DPFT mais où l'initialisation est faite par la fonction de transfert. Cette version donne de bons résultats au point de vue des lames efficaces mais ne parvient pas à identifier une fonction de transfert unique. Malgré tout, quel que soit le type de FT employée, toutes les lames efficaces associées ont des caractéristiques très similaires.

Consécutivement, on a présenté l'expression d'un modèle dont la fonction de production génère des lames efficaces pendant toute la durée de la crue. La modélisation du ruissellement se fait par l'intermédiaire d'un réservoir linéaire paramétré par deux constantes. L'une contrôle l'alimentation du ruissellement par le réservoir tandis que l'autre représente les pertes par infiltration. Ce réservoir permet de générer une lame d'eau ruisselée dont l'équation comporte un terme autorégressif et un terme fonction de la pluie brute.

Nous avons poursuivi l'étude des lames efficaces dans le but d'ajuster la fonction de production précédente. Cette recherche est passée par une étude des deux paramètres qui contrôlent la production. On a pu voir qu'au moins l'un des deux ( $\alpha$ ) était corrélé au débit de crue initial. En optimisant les deux paramètres crue par crue, la qualité des reconstitutions de débit est déjà tout à fait correcte (Efficience de 0.64 en validation avec un modèle à deux paramètres et sans initialisation). Afin d'améliorer ces résultats, il a fallu autoriser les paramètres à varier dans le temps. Cette nouvelle formulation où l'on a dorénavant deux variables de vidange, correspond à celle d'un réservoir non linéaire. Une telle structure peut devenir très performante (0.96 d'efficience pour la reconstitution des débits avec initialisation).

La section suivante a présenté des méthodes d'optimisation de paramètres. L'une est une méthode de recherche directe: la méthode du Simplex; l'autre a recours au calcul des dérivées partielles et correspond à un algorithme du gradient. Cette présentation des algorithmes

d'optimisation est accompagnée de méthodes d'analyse de structure. Ces méthodes sont, à notre avis, d'une grande importance puisque, souvent, le modélisateur introduit des paramètres dans les structures qu'il étudie, sans toujours être certain que ces paramètres ont une importance notable. Par une analyse de structure, on est en mesure d'évaluer l'importance relative de chaque paramètre qui entre dans la composition d'une fonction, ainsi que, par l'indice de compensation, de se faire une idée des interactions des paramètres entre eux.

Grâce à ces méthodes, et compte tenu des informations précédentes, on a pu mettre au point un modèle à quatre paramètres, fonctionnant sans initialisation. Les techniques d'analyse de structure nous ont aidé pour identifier quels étaient les paramètres qui avaient le plus de poids et pour supprimer ceux dont le rôle était faible. Quatre formulations ont été retenues et appliquées à d'autres bassins que celui servant à la calibration du modèle. L'étude de la fonction de production a été complétée par deux nouvelles manières d'appréhender la fonction de transfert. On a procédé à une optimisation des coefficients de la FT et proposé une fonction-délai polynomiale gouvernée par un seul paramètre. On a pu voir qu'une fonction de production associée à une FT courte pouvait reconstituer les débits, sur le Réal Collobrier, avec près de 0.86 d'efficience. Par contre l'un des inconvénients concerne la reconstitution des débits sur un échantillon de validation: on perd toujours quelques pour-cent d'efficience pour toutes les versions de FP proposées, avec 0.77 d'efficience au maximum).

Ainsi sur le Réal Collobrier, la variabilité de la fonction de transfert nous incite à proposer une modélisation où le transfert avait un rôle moins prépondérant. La représentation que nous avons proposé a un avantage certain sur un bassin tel que le Réal Collobrier: une meilleure simulation des crues grâce à l'algorithme de la DPFT. En effet, en réduisant le transfert à quelques pas de temps, on peut vraiment reporter toute la non linéarité dans ce que nous avons appelé les lames efficaces. Par contre la modélisation des lames efficaces supporte toute la difficulté. Les structures que nous avons adoptées n'offrent pas toutes les garanties qu'on peut attendre (elles ne sont d'ailleurs que des structures possibles parmi beaucoup d'autres). Leur faiblesse relative en validation est leur défaut majeur.

Pourtant une telle expression analytique de la fonction de production, avec son terme autorégressif, pourrait ouvrir la voie à des recherches plus spécialement orientées vers un modèle opérationnel. L'un des avantages de ce modèle autorégressif est l'éventuelle possibilité d'emploi d'un algorithme adaptatif (par l'utilisation d'un filtre de Kalman).

Le découpage du modèle STORHY en une production se déroulant sur les versants du bassin, puis en un transfert réduit en une propagation dans le réseau hydrographique, prédispose à un couplage d'une production telle que nous l'avons envisagée avec un transfert réalisé par un modèle hydraulique. Ainsi la propagation des volumes obéirait aux lois de l'écoulement en surface libre et leur alimentation serait assurée latéralement par les versants.



Les perspectives de recherches dans l'équipe de recherche d'Hydrologie de surface vont dans le sens d'une meilleure connaissance des mécanismes naturels existant à l'échelle d'un versant. Ces recherches pourraient amener à rejeter ou à valider en partie les hypothèses de stockage des précipitations telles que nous les avons envisagées ici. D'autre part le mode de fonctionnement de ce stockage (par réservoir) se prête à une approche globale, telle que nous l'avons abordée, mais aussi à une spatialisation en sous-unités dont la définition pourrait être variable (parcelle, versant, et surtout sous-bassin etc ...). Cependant, la principale caractéristique du modèle présenté est sa simplicité. En effet les grandeurs intervenant dans sa formulation peuvent être approchées par des variables hydrologiques relativement accessibles (coefficient de ruissellement, temps de montée au pic, coefficients de récession).

En particulier, la relative stabilité du temps de montée du bassin est un élément qui a déjà été exploité par certains auteurs. Parmi ceux-ci, on peut citer Mailhol (1990) qui a développé un modèle rustique adapté en prévision. Ce modèle est simplement identifié par deux paramètres; l'un pour la fonction de production (approchée par un modèle dérivé de celui du SCS), l'autre pour la fonction de transfert (il propose une formule analytique (cascade de réservoir Nash 1957) d'un Hydrogramme Unitaire) dont le temps de montée constitue le paramètre à caler.

Cette rusticité du modèle STORHY pourrait peut-être, avec quelques aménagements, le rendre utile dans le cadre de la prédétermination des crues sur des bassins non jaugés. On le voit, les perspectives de recherches à partir d'une structure de modèle de type stockage sont vastes et méritent un développement futur.

## CONCLUSION GENERALE

Au terme de cette étude sur la modélisation de la relation pluie-débit, menée surtout à partir des données du bassin versant du REAL COLLOBRIER, nous espérons avoir contribué à une meilleure analyse de la réponse hydrologique de ce bassin notamment en ce qui concerne sa chronologie. Les conclusions tirées sur le REAL COLLOBRIER méritent probablement d'être confirmées ailleurs de manière plus précise; pourtant les tests que nous avons effectués sur le GARDON et sur les sous-bassins du REAL (MAURETS, VALESCURE) semblent conformes à ces conclusions.

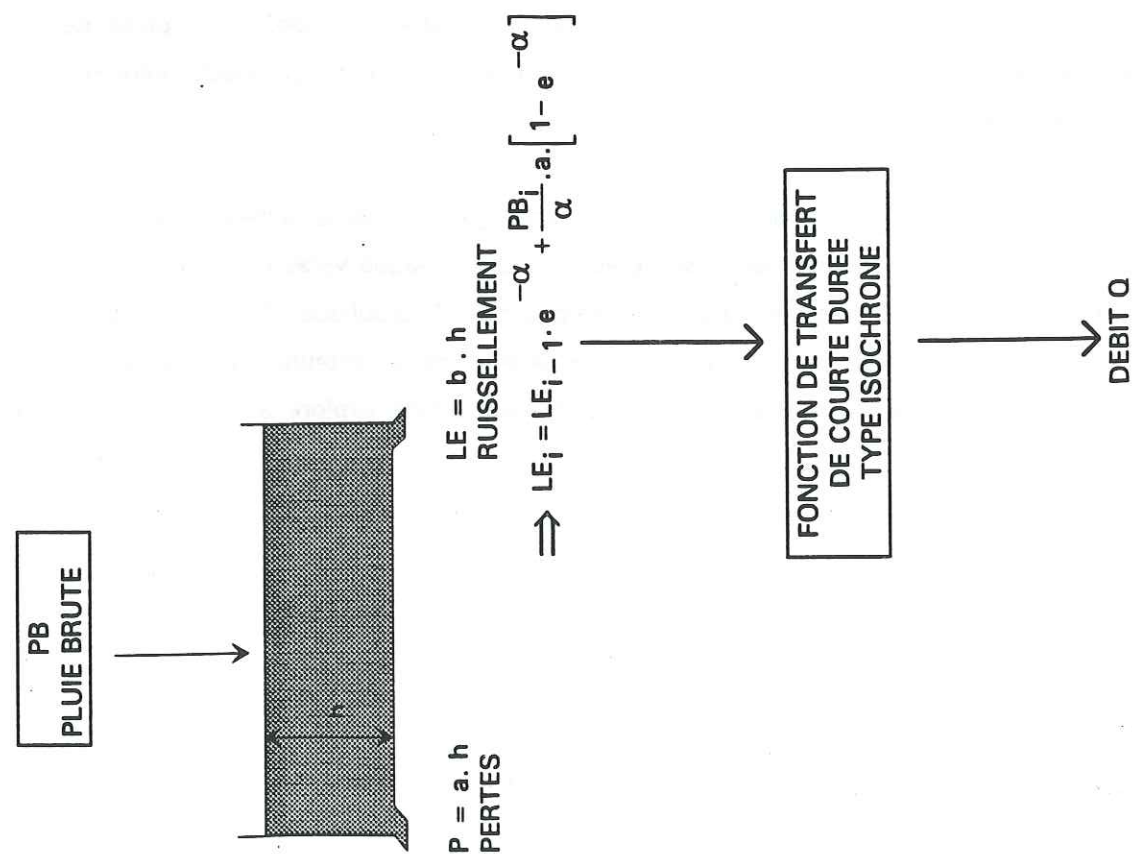
Elles sont les suivantes:

1 - La Fonction de Transfert, telle que définie par la méthode de l'Hydrogramme Unitaire, présente une variabilité importante et systématique: plus "raide" dans les cas de pluies de fortes intensité et pour des conditions initiales "sèches"; plus "molle" pour des pluies de faible intensités et tombant sur un bassin initialement déjà bien humide. Un ruissellement rapide (de surface?) serait prépondérant dans le premier cas, un ruissellement lent (en partie souterrain?) le serait dans le second.

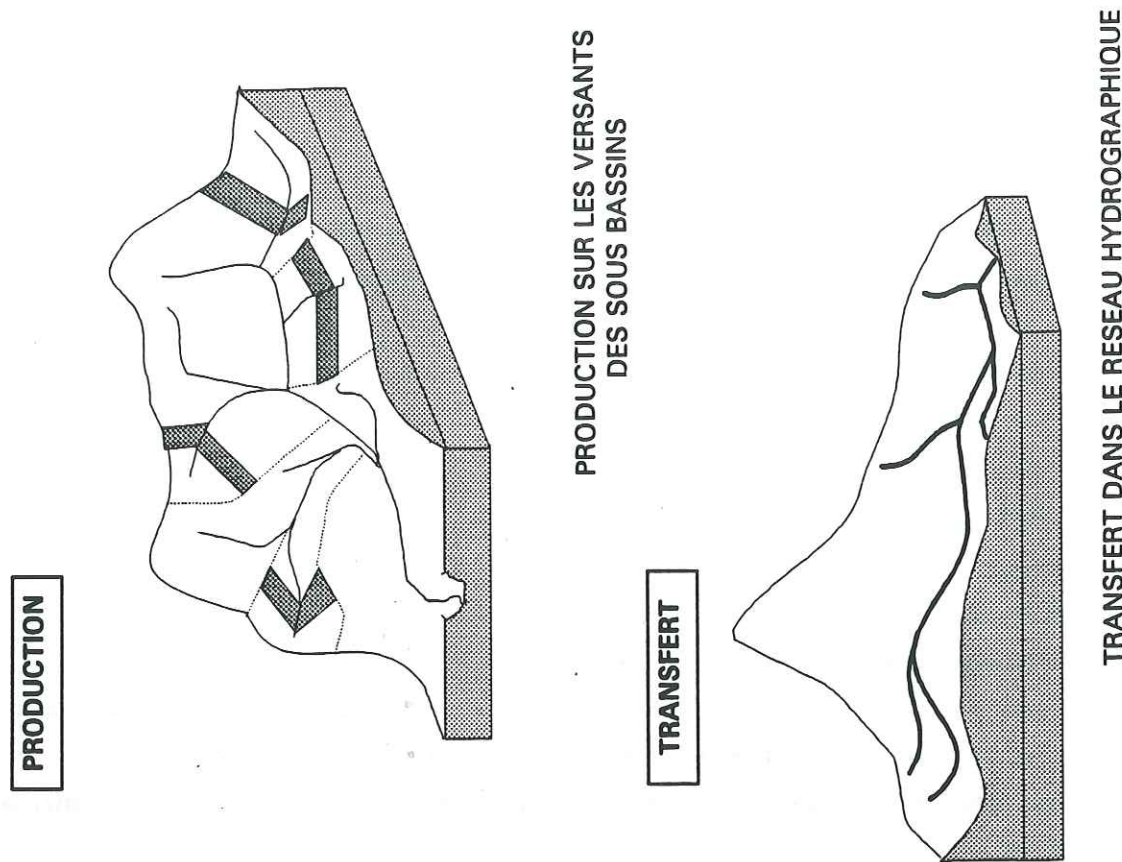
2 - En revanche le temps de montée au pic de la fonction de transfert apparaît comme stable. S'agit-il d'une grandeur liée seulement à la propagation de l'eau dans le réseau ou bien cette stabilité proviendrait-elle de la persistance du ruissellement rapide? D'un point de vue pratique, ce temps de montée au pic semble constituer une grandeur véritablement caractéristique d'un bassin versant.

3 - Les constatations précédentes nous ont amené à proposer la schématisation suivante pour l'écoulement: la "production" est assurée au niveau de chaque versant qui délivre un débit au réseau hydrographique assurant lui, une propagation hydraulique, "le transfert". Cette conceptualisation - d'ailleurs plus ou moins sous-jacente dans certains modèles à réservoir (Doodge) - est à l'origine du modèle STORHY que nous avons exploré et dont on donne le schéma ci-après.





SCHEMA CONCEPTUEL DU MODELE



REPRESENTATION DU MODELE A L'ECHELLE DU BASSIN

SCHEMATISATION DU MODELE STORHY

4 - Les deux paramètres de la version brute du modèle STORHY pour chaque épisode sont:

- le coefficient de la courbe de récession
- le coefficient de ruissellement de l'épisode

La qualité des reconstitutions obtenues avec cette version, sans être excellente (Efficience de Nash égale à 0.70) nous ont incité à l'améliorer notamment en permettant une production moins importante en début qu'en fin d'épisode. Les résultats obtenus dans ce cas deviennent très bons (Efficience de Nash égale à 0.96) mais naturellement au prix d'un plus grand nombre de paramètres ajustés sur chaque épisode (quatre au lieu de deux).

5 - On a cherché à donner au modèle une forme lui permettant de fonctionner en prévision, c'est à dire sans aucun paramètre d'initialisation. Diverses expressions pour la fonction de production comme pour la fonction de transfert construite à partir du temps de montée au pic, sont testées sur plusieurs bassins. Les résultats, intéressants en terme d'efficience, méritent que le modèle STORHY continue d'être "exploré", notamment dans l'optique d'une recherche de corrélation entre les valeurs de ses paramètres et certaines grandeurs physiques mesurées sur le bassin versant.



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANDERSON M.G. & BURT T.P. (1979)**  
"Interpretation of Recession Flow"  
Journal of Hydrology 46 pp 89-101
- AMOROCHO J. (1967)**  
"The non linear prediction problem in the study of the runoff cycle"  
Water Resources Research VOL 3 pp. 861-870
- BARNES B.S. (1939)**  
"The structure of discharge recession curves"  
Trans. Am. Geophys. Union VOL 20 pp 721-725
- BEVEN K. (1979)**  
"On the generalised kinematic routing method"  
Water Resources Research VOL 15 pp. 1238-1242
- BEVEN K., WOOD E.F. et SIVAPALAN M. (1988)**  
"On hydrological heterogeneity catchment morphology and catchment response"  
Journal of Hydrology 100 pp 353-375
- BEVEN K. (1989)**  
"Changing ideas in hydrology - the case of physically based models"  
Journal of Hydrology 103 pp 157-172
- BIRTLES A.B. (1978)**  
"Identification and separation of major base flow components from a stream hydrograph"  
Water Resources Research VOL 14 pp. 791-803
- BOX G. & JENKINS G. (1970)**  
"Time series analysis, forecasting and control"  
Holden-day, San Francisco 575 p.
- BRUEN M. & DOODGE J.C.I. (1984)**  
"An efficient and robust method for estimating Unit Hydrograph ordinates"  
Journal of Hydrology 70 pp 1-24
- CHEVALIER P., CLAUDE J., POUYAUD B. et BERNARD A. (1985)**  
"Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la mare d'Oursi (Burkina Faso) (1976-1981)"  
Editions ORSTOM Paris 251 p.
- CLARKE R.T. (1973)**  
"A review of some mathematical models used in Hydrology, with observations on their calibration and use"  
Journal of Hydrology 19 pp. 1-20
- CORMARY Y. & GUILBOT A. (1971)**  
"Ajustement et réglage des modèles déterministes. Méthode de calage des paramètres."  
La Houille Blanche pp. 131-140



- CORDOVA J.R. & RODRIGUEZ-ITURBE I. (1983)**  
"Geomorphological estimation of extreme flow probabilities"  
Journal of Hydrology 65 pp. 159-173
- COSANDEY C. (1986)**  
"De l'origine de l'écoulement rapide de crue dans un petit bassin versant forestier breton"  
Z. Geomorph. n°60 pp. 177-186
- COUTAGNE A (1948)**  
Météorologie et Hydrologie. "Etude générale des variations du débit en fonction des facteurs qui les conditionnent". 2ème partie. Les variations du débit en période non influencée par les précipitations.  
La Houille Blanche 5/1948 pp. 416-436
- CRAWFORD N.H. & LINSLEY R.K. (1966)**  
"Digital simulation in hydrology, Stanford Watershed Model IV"  
Stanford University. Dept of Civil Engineering. technical report n°39 210 p.
- DANISH HYDRAULIC INSTITUTE (1989)**  
NAM documentation and users guide. Horsholm Denmark
- DEININGER R.A. (1969)**  
"Linear programing for Hydrologic analysis"  
Water Resources Research VOL 5 n°5 pp. 1105-1109
- DINGMAN S.L. (1966)**  
"Characterisation of summer runoff from a small watershed in central Alaska"  
Water Resources Research VOL 2 n°4 pp. 751-754
- DISKIN M.H. & BONEH A (1973)**  
"Determination of optimal kernels for second order stationnary surface runoff systems"  
Water Resources Research VOL 9 pp. 111-126
- DISKIN M.H. & BONEH A (1975)**  
"Determination of an optimal IUH for linear, time-invariant system from storm records"  
Journal of Hydrology 24 pp. 57-76
- DUBAND D.(1987)**  
"Hydrologie statistique approfondie"  
Cours de 3ème année ENSHMG 292 p.
- DUBAND, PARSY C., LEFEVRE C., CAPPELAERE B., LEOUSSOF J., VIDAL J, DEMMERLE D., VORON B., LEVIANDIER T. et LEBOSSE A (1988)**  
"Modélisation pluie-débit. Mise en oeuvre opérationnelle d'une prévision de crues"  
La Houille Blanche n°5/6 pp 365-374
- FEDERER C.A. (1973)**  
"Forest transpiration greatly speeds streamflow recession"  
Water Resources Research VOL 9 n°6 pp. 1599-1604
- FEDORA M.A. & BESCHTA R.L. (1990)**  
"Storm runoff simulation using antecedent precipitation index (API) model"  
Journal of Hydrology 112 pp. 121-133
- FRANCHINI M. & PACCIANI M. (1991)**  
"Comparative study of several conceptual rainfall-runoff models"  
Journal of Hydrology 122 pp. 161-219

- GEORGAKAKOS K. & BRAS R. (1982)**  
"Real-time, statistically linearised, adaptative flood routing"  
Water Resources Research VOL 18 n°3 pp. 513-524
- GRESILLON J.M.(1981)**  
"Un modèle linéaire de relation pluie-débit. Ses conséquences pour l'analyse des crues"  
Bulletin technique de l'EIER. Juin 1981 Ouagadougou.
- GRESILLON J.M. & NEYRET-GIGOT J.M. (1992)**  
"Analysis of the transfert function stability using FDTF approach on two small mediterranean catchments"  
27ème assemblée de l'EGS Edinbourg Avril 1992
- GUILLLOT P. & DUBAND D. (1980)**  
"Fonctions de transfert pluie-débit sur des bassins versant de l'ordre de 1000 Km<sup>2</sup>"  
La houille Blanche n°4/5 pp
- GUILLLOT P. & DUBAND D. (1980)**  
"Une méthode de transfert pluie-débit par régression multiple"  
Prévision hydrologiques. Actes du colloque d'Oxford Avril 1980  
AISH Publ. n°129 pp. 177-195
- HALL F.R. (1968)**  
"Base flow recession - A review"  
Water Resources Research VOL 4 n°5 pp. 933-983
- HORTON R.E. (1935)**  
"Surface runoff phenomena. Part I. Analysis of hydrograph"  
Publ. n°101 Horton. Hydrological laboratory Voorhesville. New York 1935.
- INSTITUTE OF HYDROLOGY (1984)**  
"A review of brittish flood forecasting practice"  
Report n°90
- JONES P.N. & Mc GILCHRIST C.A. (1978)**  
"Analysis of hydrological recession curves"  
Journal of Hydrology, 36 pp 365-374
- KARLSSON M. & YAKOWITZ S. (1987)**  
"Nearest neighbor method for non-parametric rainfall-runoff forecasting"  
Water Resources Research VOL 27 n°3 pp. 1300-1308
- KARLSSON M. & YAKOWITZ S. (1987)**  
"Rainfall-runoff forecasting methods, old and new"  
Stochastic Hydrology and Hydraulics VOL 1 n°4 pp. 303-318
- KIRBY M.J. (1988)**  
"Hillslope runoff processes and models"  
Journal of Hydrology 100 pp 315-339
- KLEMES V. (1988)**  
"A hydrological perspective"  
Journal of Hydrology 100 pp 3-28
- LANGBEIN W.B. (1938)**  
"Some channel-storage studies and their application to the determination of infiltration"  
Trans. Am. Geophys. Union 19 pp 435-445



- LARDET P. (1990)**  
"Etude comparative de deux modèles pluie-débit globaux: DPFT et GR3H. Application sur les bassins du Réal Collobrier et de l'Alenquer"  
DEA UJF Grenoble
- LAVABRE J., SEMPERE-TORRES D. & CERNESSEON F (1992)**  
"Changes in the hydrologic response of a small mediterranean basin a year after a fire"  
27ème assemblée de l'EGS Edinbourg Avril 1992
- LIANG G.C. & NASH J.E (1988)**  
"Linear models for river flow routing on large catchments"  
Journal of Hydrology 103 pp 157-188
- LOAGUE K.M. & FREEZE R.A. (1985)**  
"A comparison of rainfall-runoff modelling on small upland catchments"  
Water Resources Research VOL 21 pp. 229-248
- MAILHOL J.C. (1990)**  
"Adaptativité et validation opérationnelle"  
Hydrol. Continent. VOL n°5 n°2 pp 125-134
- MAYS L.W. & COLES L. (1980)**  
"Optimisation of Unit Hydrograph determination"  
American Society of Civil Engineers.  
Journal of Hydraulic Division 106 Hy 5 pp 85-97
- MEIN R., LAURENSEN E. et MacMAHON T. (1974)**  
"Simple nonlinear model for flood estimation"  
American Society of Civil Engineers.  
Journal of Hydraulic Division 100 Hy 11 pp 1507-1518
- MICHEL C. (1983)**  
"Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle à un paramètre?"  
La Houille Blanche n°2 pp 113-121
- MICHEL C. & EDIJATNO (1989)**  
"Un modèle pluie-débit journalier à 3 paramètres"  
La Houille Blanche n°2 pp. 113-121
- MOORE R.J. & CLARKE R.T. (1981)**  
"A distribution function approach to rainfall-runoff modeling"  
Water resources Research VOL 17 pp 1367-1382
- NALBANTIS I. (1987)**  
"Identification de modèles pluie-débit de type hydrogramme unitaire: développements de la méthode DPFT et validation sur données générées avec et sans erreurs."  
Thèse INPG Grenoble 498 p.
- NALBANTIS I., OBLED C. et RODRIGUEZ Y. (1988)**  
"Modélisation pluie-débit. Validation par simulation de la méthode DPFT"  
La Houille Blanche n°5/6 pp. 415-422
- NASH J.E. (1957)**  
"The form of the instantaneous Unit Hydrograph"  
General Assembly of Toronto IASH Publ. n°45 PP 114-121  
VOL III Surface waters, prevision, evaporation

- NASH J.E. & SUTCLIFFE J.V. (1970)**  
"River flow forecasting thought conceptual models 1.A A discussion of principles"  
Journal of Hydrology 10 pp. 282-290
- NELDER J.A. & MEAD R. (1965)**  
"A Simplex method for function minimisation"  
Comput. J. 1 pp 308-313
- NEWTON D.W. & VINYARD J.W. (1967)**  
"Computer-determined Unit Hydrograph from flows"  
J. of Hydraulic Division ASCE n°93 Hy5 pp 219-235
- NEYRET-GIGOT J.M. (1989)**  
"Tests sur l'inadéquation de la méthode DPFT: cas des fonctions de transfert non stationnaires, cas du filtrage du débit de base"  
DEA USTMG Grenoble
- NEYRET-GIGOT J.M. & GRESILLON J.M. (1992)**  
"A storage rainfall-runoff model: the STORY model"  
27ème assemblée de l'EGS Edinbourg Avril 1992
- OBLED C. & RODRIGUEZ Y. (1988)**  
"La distribution spatiale des pluies et son rôle dans la transformation pluie-débit"  
La Houille Blanche n°5/6 pp 467-474
- PAYNTER H.M. (1952)**  
"Methods and results from MIT studies in unsteady flows"  
J. Boston Society of Civil Engineers 39 pp 120-165
- PEREIRA L.S. & KELLER H.M. (1982a)**  
"Factors affecting recession parameters and flow components in 11 small Pre-Alp basins"  
Hydrological aspects of Alpine and high mountain areas (Proceed Exeter symposium)  
AISH Publ. n°38 pp 233-242
- PEREIRA L.S. & KELLER H.M. (1982b)**  
"Recession characterization of small mountain basins, derivation of master recession curves and optimisation of recession parameters"  
Hydrological aspects of Alpine and high mountain areas (Proceed Exeter symposium)  
AISH Publ. n°38 pp 243-255
- PEREIRA L.S. (1984)**  
"Modelos de exaurimento"  
Tiré du volume 41 des Annales de l'Institut Supérieur d'Agronomie Lisbonne
- PUENTE C.E. & BRAS R. (1987)**  
"Application of nonlinear filtering in real time forecasting of river flow"  
Water Resources Research VOL 23 pp. 675-682
- RAO S. & RAO R. (1984)**  
"Non linear stochastic model of rainfall-runoff process"  
Water Resources Research VOL 20 pp. 297-309
- REED D.W, JOHNSON P. & FIRTH J.M (1975)**  
"A nonlinear rainfall-runoff model, providing for variable lag-time"  
Journal of Hydrology 25 pp. 295-305



- RIGGS H.C. (1964)**  
 "The base-flow recession curve as an indicator of ground water"  
 Intern. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. 63 pp 352-363
- ROCHE M. (1963)**  
 Hydrologie de Surface.  
 Gauthiers-Villars ORSTOM Paris.
- RODRIGUEZ Y. (1989)**  
 "Modélisation pluie-débit par la méthode DPFT. Développements de la méthode initiale et extension à des cas bi-entrées"  
 Thèse INPG Grenoble 250 p.
- RODRIGUEZ-ITURBE I. & VALDEZ J.B. (1979)**  
 "The geomorphological structure of hydraulic response"  
 Water Resources Research VOL 15 pp. 1409-1420
- RODRIGUEZ-ITURBE I., SANABRIA M.G., CAAMANO G. (1982a)**  
 "A geomorphoclimatic theory of the instantaneous Unit Hydrograph"  
 Water Resources Research VOL 18 pp. 877-886
- RODRIGUEZ-ITURBE I., SANABRIA M.G., CAAMANO G. (1982b)**  
 "On the climatic rependence of the U.H.: a rainfall-runoff analysis of the Nash model and the geomorphoclimatic theory"  
 Water Resources Research VOL 18 pp. 887-903
- ROSENBROCK H.H. (1960)**  
 "An automatic method of finding the greatest or least value of a function"  
 Computer Journal 3 pp. 175-184
- SEMPERE-TORRES D. (1990)**  
 "Calcul de la lame ruisselée dans la modélisation pluie-débit: limitations des approches globales et introduction simplifiée de la topographie et de la variabilité spatiale des pluies. Application aux bassins versants du Gardon d'Anduze et du Réal Collobrier".  
 Thèse INPG Grenoble 310 p.
- SHERMAN L.K. (1932)**  
 "Streamflow from rainfall by unit-graph method"  
 Engineering New Record pp 501-505
- SINGH K.P. (1968)**  
 "Some factors affecting baseflow"  
 Water Resources Research VOL 4 n°5 pp. 985-999
- SINGH V. & BUAPENG (1981)**  
 "A nonlinear hydrologic cascade"  
 Journal of Hydrology 51 pp. 283-293
- SNYDER W.M. (1955)**  
 "Hydrograph analysis by the method of least squares"  
 Proceedings ASCE Separate n°793
- SOROOSHIAN S. (1983)**  
 "Surface water hydrology: On-line estimation."  
 Reviews of Geophysics and Space Physics 21 706-721

- SOROOSHIAN S. & GUPTA V.K. (1985)**  
 "The analysis of structural identifiability: theory and application to conceptual Rainfall-Runoff models"  
 Water Resources Research VOL 21 n°4 pp. 487-495
- TODINI E. (1988)**  
 "Rainfall-runoff modeling. Past, present and Future"  
 Journal of Hydrology 100 pp 341-352
- TOEBES. C. & STRANG D.D. (1964)**  
 "On recession curves, 1, Recession equations"  
 Journal of Hydrology New Zealand 3(2) pp 2-15
- TROUTMAN B. (1984)**  
 "Error and parameter estimation in precipitation-runoff modeling"  
 Water Resources Research VOL 21 n°8  
 1 Theory pp. 1195-1213  
 2 Case study pp. 1214-1222
- VERSIANI B. (1983)**  
 "Modélisation de la relation pluie-débit pour la prévision des crues: étude comparative de deux méthodes globales et application"  
 Thèse INPG Grenoble 241 p.
- WEEKS W.D. & BOUGHTON W.C. (1987)**  
 "Test of ARMA model forms for rainfall-runoff modelling"  
 Journal of Hydrology 91 pp. 29-47
- WENDLING J. (1992)**  
 "Modélisation pluie-débit: comparaison d'approches conceptuelles/physico-déterministes, globales/semi-distribuées. Essai de prise en compte de la variabilité spatiale des pluies. Application au Réal Collobrier"  
 Thèse INPG Grenoble 300 p.
- WERY B. (1990)**  
 "Identification des systèmes hydrologiques. Application à la prévision des crues"  
 Thèse université catholique de Louvain 230 p.
- YATES P. & SNYDER W.M. (1975)**  
 "Predicting recessions through convolution"  
 Water Resources Research VOL 11 n°3 pp. 418-422



# **ANNEXE I**

**POLAKA**

**Etude de corrélation multiple**

**Tableaux des coefficients de récession  
pour les deux régimes de récession**

**Matrices de corrélation  
Valeurs des variables explicatives**



<b>Tableau I.1</b> <b>Coefficient de récession calculés</b> <b>pour les deux périodes de décrue</b> <b>Echantillon pour IND &lt; 0.1</b>			
Code épisode	Coefficient de récession 1ère phase	Code épisode	Coefficient de récession 2ème phase
7803	0.424	7806	0.253
7807	0.358	7807	0.229
7808(2)	0.134	7814	0.101
7809	0.258	7815	0.136
7813(2)	0.109	7816	0.047
7814	0.110	7816	0.204
7816(2)	0.036	7818	0.2449
7817	0.060	7819	0.205
7818	0.225	7820	0.202
7819	0.252	7821	0.238
7904	0.369	7909	0.271
7905	0.320	7913	0.266
7911	0.279	7914	0.057
7913	0.247	7915	0.124
7914	0.117	8001	0.214
7915	0.202	8004	0.150
8001	0.397	8006	0.020
8002	0.169	8010	0.102
8004	0.130	8011	0.114
8006(2)	0.018		
8008	0.180		
8010	0.140		
8011	0.169		
	Moyenne	Ecart-type	Coefficient de variation
Récession 1ère phase	0.200	0.101	0.503
Récession 2ème phase	0.172	0.072	0.437



Tableau I.2  
Coefficient de récession calculés  
pour les deux périodes de décrue  
Echantillon pour IND = 0

Code épisode	Coefficient de récession 1ère phase	Code épisode	Coefficient de récession 2ème phase
7803	0.424	7806	0.253
7809	0.134	7807	0.229
7813(2)	0.109	7814	0.101
7815	0.150	7815	0.136
7816(2)	0.036	7816	0.204
7817	0.060	7818	0.249
7905	0.320	7819	0.205
7911	0.279	7914	0.057
7914	0.117	7915	0.124
7915	0.202	8001	0.214
8001	0.397	8006	0.020
8002	0.169	8010	0.102
8006(2)	0.018	8011	0.114
8010	0.140		
8010	0.169		
	Moyenne	Ecart-type	Coefficient de variation
Récession 1ère phase	0.186	0.105	0.562
Récession 2ème phase	0.162	0.074	0.456

Tableau I.3  
Valeur des moyennes des variables explicatives  
des deux échantillons étudiés

1er régime de récession	QMAX	SDEB	IMOY	IMAX	PTOT	PSAI	IPL	JSEC	IND	PMOM	MOM
47	3.323	5176	9.88	36.31	156	1353	328	10.21	0.195	650	0.24
24	2.261	3665	11.28	34.25	112	1408	354	10.54	0.013	391	0.378
15	1.626	2374	11.78	33.37	101	1383	368	12.00	0	260	0.353
2ème régime de récession											
29	5.230	20522	10.97	41.14	191	1571	366	9.48	0.073	1663	0.446
20	4.006	15109	12.35	38.75	138	1714	379	11.45	0.017	1065	0.522
13	3.013	11395	13.67	38.61	122	1682	406	12.84	0	898	0.53

Tableau I.4  
Valeurs des variables explicatives  
pour tous les épisodes de Polaka  
Année 1978

Code de l'épisode	QMAX	SDEB	IMOY	IMAX	PTOT	PSAI	IPL	JSEC	IND	PMOM	MOM
7801	1.469	5146	14.53	54.5	304.5	304.5	0	100	0.139	1761.5	0.413
7803	3.838	4555	7.55	41.5	136.5	592	77.33	18	0.395	593	0.362
7803	0.664	1027	0.16	41.5	136.5	592	77.33	18	0	1.5	0.004
7805	0.836	506	6.75	27.5	65.5	692	161	7	0.875	-51.5	-0.262
7806	9.924	12518	25.83	43.5	155	847.5	176.40	5	0.504	23	0.037
7807	4.246	4505	8.22	33.5	90.5	938	211.31	9	0.046	495	0.497
7808	3.148	3881	5.52	21.5	125	1063	247.10	4	0.480	269.5	0.215
7808	1.089	5019	1.85	21.5	125	1063	247.10	4	0.016	157	0.048
7809	1.469	8811	5.33	10	16	1079	320.27	3	0	164	0.854
7810	8.264	10894	3.52	13	155	1234	319.87	1	0.565	433.5	0.107
7811	1.009	8209	5.54	22.5	127.5	1361.5	474.87	0	0.473	19	0.021
7812	7.493	786	1.56	7.5	51	1412.5	602.37	0	0.907	-419.5	-1.028
7813	2.509	17836	5.87	13.5	185.5	1598	653.37	0	0.343	485	0.163
7813	1.010	2438	0.70	13.5	185.5	1598	653.37	0	0	5	0.0007
7814	7.500	10700	11.96	27.5	163	1761	722.02	3	0.091	771	0.295
7815	2.509	2008	14.5	26.5	50.5	1811	800.80	2	0	266.5	0.405
7816	4.250	2547	6.23	30.5	99	1910.5	599.90	7	1.174	69.5	0.078
7816	7.179	2271	0	30.5	99	1910.5	599.90	7	0	0	0
7817	1.231	707	29	29	29	1939.5	383.56	12	0	145	0.714
7818	6.807	11036	8.10	39	121.5	2061	373.30	2	0.016	711	0.344
7819	3.007	5779	8.54	26	94	2155	331.67	8	0.010	646.5	0.687
7820	6.159	10016	8.96	30	134.5	2289.5	385.17	2	0.139	230	0.244
7821	4.250	7331	5.79	36.5	98.5	2388	366.20	7	0.179	408.5	0.319



Tableau I.5  
Valeur des variables explicatives  
pour tous les épisodes de Polaka  
Années 1979 et 1980

Code de l'épisode	QMAX	SDEB	IMOY	IMAX	PTOT	PSAI	IPL	JSEC	IND	PMOM	MOM
7904	3.978	5431	10.25	61	102.5	532.5	63.43	14	0.030	453.5	0.442
7905	2.867	1721	15.33	27.5	46	578.5	124.81	3	0	267.5	0.581
7906	7.134	10700	7.62	51.5	190.5	769	126.57	8	0.237	-696.5	-0.522
7907	21.498	36570	19.62	88	392.5	1161.5	586.89	2	0.193	989	0.279
7908	2.748	2452	6.77	18.5	74.5	1236	226.15	22	0.221	213	0.408
7909	6.979	8982	6.97	30	167.5	1403.5	258.77	3	0.139	650.5	0.298
7910	2.029	1270	5.29	27.5	90	1493.5	315.79	6	0.512	192.5	0.178
7911	1.379	3258	7.63	16.5	84	1577.5	367.17	2	0	583	0.433
7912	1.909	20070	6.90	32.5	69	1646.5	334.23	6	0.131	267	0.351
7913	12.897	741	19.27	50	173.5	1820	284.15	7	0.014	649	0.415
7914	1.179	6795	15.20	30	81	1901	435.33	1	0	101.5	0.139
7915	3.557	33356	12.68	39	101.5	2002.5	516.33	0	0	627	0.514
8001	22.398	3065	21.83	46.5	131.5	131.5	0	100	0	920.5	0.538
8002	1.229	33289	22.33	30	67	198.5	118.98	2	0	0	0
8003	19.29	3065	10.02	68.5	400.5	599	68.42	20	0.259	221.5	0.036
8004	5.339	20292	7.79	31	209.5	808.5	244.79	13	0.085	985	0.261
8005	27.88	54720	3.54	33	120.5	929	411.06	2	0.302	-98	-0.090
8006	12.59	26003	13.47	61	294.5	1233.5	168.31	23	0.181	957	0.324
8006	0.534	1842	1.27	61	294.5	1233.5	168.31	23	0	-550.5	-0.041
8007	11.798	47334	7.35	64	603.5	1826.5	342.86	6	0.171	14590.5	0.249
8007	9.034	10680	4.24	64	603.5	1820.5	342.80	0	0.341	101.5	0.001
8008	1.120	230.1	17.94	32	84.6	1911	403.78	13	0.000	807	0.708
8010	1.119	2448	8.09	20	80.6	2044.6	400.18	2	0	10.4.6	0.442
8011	1.569	4023	23.00	71	116	2169.6	461.46	6	0	824	0.716

Tableau I.6 Premier régime de récession Formulation linéaire

Matrice de corrélation entre variables explicatives  
pour l'échantillon de 47 récessions.

QMAX	1												
IMOY	0.359	1											
PMOM	0.235	0.043	1										
SDEB	0.875	0.222	0.344	1									
IND	0.087	-0.209	-0.073	-0.069	1								
PTOT	0.455	-0.016	0.544	0.602	0.023	1							
MOM	0.034	0.459	0.131	0.028	-0.564	-0.159	1						
IPL	-0.124	-0.178	-0.015	-0.143	0.086	-0.189	-0.047	1					
PSAI	-0.087	-0.071	0.115	-0.074	-0.079	-0.044	0.203	0.732	1				
JSEC	0.102	0.480	0.059	0.152	-0.121	0.162	0.175	-0.507	-0.474	1			
IMAX	0.435	0.358	0.279	0.486	-0.173	0.665	0.086	-0.418	-0.136	0.285	1		
Y	0.518	0.364	0	0.274	0.036	-0.034	0.260	-0.480	-0.316	0.225	0.224	1	
	QMAX	IMOY	PMOM	SDEB	IND	PTOT	MOM	IPL	PSAI	JSEC	IMAX	Y	

Matrice de corrélation entre variables explicatives  
pour l'échantillon de 24 récessions.

QMAX	1												
IMOY	0.545	1											
PMOM	0.736	0.510	1										
SDEB	0.827	0.301	0.724	1									
IND	0.460	-0.078	0.461	0.508	1								
PTOT	0.069	-0.200	-0.077	0.423	0.345	1							
MOM	0.303	0.583	0.540	0.041	-0.058	-0.540	1						
IPL	-0.134	-0.091	0.059	-0.159	0.056	-0.111	0.035	1					
PSAI	-0.136	0.025	0.150	-0.124	-0.114	-0.064	0.235	0.783	1				
JSEC	0.430	0.628	0.212	0.406	-0.063	0.204	0.084	-0.480	-0.476	1			
IMAX	0.193	0.306	0.118	0.304	-0.013	0.413	0.003	-0.349	-0.066	0.316	1		
Y	0.552	0.541	0.443	0.255	-0.019	-0.452	0.627	-0.487	-0.353	0.375	0.063	1	
	QMAX	IMOY	PMOM	SDEB	IND	PTOT	MOM	IPL	PSAI	JSEC	IMAX	Y	

Matrice de corrélation entre variables explicatives  
pour l'échantillon de 15 récessions.

QMAX	1												
IMOY	0.764	1											
PMOM	0.710	0.655	1										
SDEB	0.765	0.473	0.647	1									
PTOT	-0.241	-0.230	-0.377	0.232	1								
MOM	0.456	0.610	0.644	0.111	-0.590	1							
IPL	-0.182	-0.184	0.045	-0.183	-0.161	0.022	1						
PSAI	-0.317	-0.050	0.113	-0.255	-0.060	0.164	0.820	1					
JSEC	0.688	0.652	0.314	0.657	0.266	0.077	-0.546	-0.528	1				
IMAX	0.067	0.299	0.116	0.355	0.523	-0.050	-0.293	0.009	0.350	1			
Y	0.720	0.698	0.634	0.365	-0.512	0.709	-0.413	-0.405	0.458	-0.186	1		
	QMAX	IMOY	PMOM	SDEB	PTOT	MOM	IPL	PSAI	JSEC	IMAX	Y		



Tableau I.7 Deuxième régime de récession Formulation linéaire

Matrice de corrélation entre variables explicatives pour l'échantillon de 29 récessions.

QMAX	1												
IMOY	0.351	1											
PMOM	0.275	0.023	1										
SDEB	0.962	0.267	0.404	1									
IND	0.379	-0.332	0.159	0.491	1								
PTOT	0.383	-0.086	0.589	0.496	0.364	1							
MOM	0.065	0.560	-0.032	-0.025	-0.489	-0.493	1						
IPL	-0.343	-0.317	-0.069	-0.352	-0.129	-0.331	0.093	1					
PSAI	-0.439	-0.343	0.034	-0.443	-0.348	-0.205	0.218	0.659	1				
JSEC	0.262	0.665	-0.005	0.227	-0.164	0.041	0.069	-0.531	-0.534	1			
IMAX	0.318	0.333	0.306	0.339	-0.004	0.666	-0.110	-0.490	-0.234	0.207	1		
Y	0.476	0.227	0.131	0.449	0.111	0.185	0.136	-0.232	-0.160	-0.028	0.351	1	
	QMAX	IMOY	PMOM	SDEB	IND	PTOT	MOM	IPL	PSAI	JSEC	IMAX	Y	

Matrice de corrélation entre variables explicatives pour l'échantillon de 20 récessions.

QMAX	1												
IMOY	0.513	1											
PMOM	0.711	0.393	1										
SDEB	0.971	0.477	0.774	1									
IND	0.372	-0.188	0.416	0.412	1								
PTOT	0.169	-0.077	0.215	0.309	0.430	1							
MOM	0.389	0.533	0.575	0.329	-0.038	-0.425	1						
IPL	-0.378	-0.342	-0.255	-0.430	-0.227	-0.531	-0.038	1					
PSAI	-0.375	-0.488	-0.219	-0.394	0.045	-0.443	0.077	0.680	1				
JSEC	0.389	0.682	0.180	0.400	-0.021	0.215	0.020	-0.570	-0.667	1			
IMAX	0.035	0.346	0.152	0.124	0.145	0.578	0.001	-0.466	-0.273	0.290	1		
Y	0.628	0.152	0.339	0.567	0.141	-0.151	0.265	-0.254	-0.082	0.051	-0.148	1	
	QMAX	IMOY	PMOM	SDEB	IND	PTOT	MOM	IPL	PSAI	JSEC	IMAX	Y	

Matrice de corrélation entre variables explicatives pour l'échantillon de 13 récessions.

QMAX	1												
IMOY	0.641	1											
PMOM	0.991	0.551	1										
SDEB	0.979	0.644	0.716	1									
PTOT	-0.141	-0.129	-0.401	-0.036	1								
MOM	0.440	0.524	0.796	0.412	-0.583	1							
IPL	-0.295	-0.394	0	-0.321	-0.425	-0.035	1						
PSAI	-0.485	-0.580	0.010	-0.459	-0.346	0.040	0.746	1					
JSEC	0.475	0.706	0.183	0.508	0.219	0.021	-0.622	-0.747	1				
IMAX	-0.121	0.299	-0.076	-0.017	0.563	-0.067	-0.446	-0.274	0.266	1			
Y	0.726	0.191	0.376	0.663	-0.378	0.265	-0.136	-0.201	0.138	-0.299	1		
	QMAX	IMOY	PMOM	SDEB	PTOT	MOM	IPL	PSAI	JSEC	IMAX	Y		

Tableau I 8  
Coefficients de récession  
de début et fin de récession

Episodes de début de saison	Coefficient de récession	Episodes de fin de saison	Coefficient de récession
7801	0.213	7814	0.110
7803	0.424	7815	0.150
7803	0.140	7816	0.216
7805	0.134	7816	0.036
7806	0.304	7817	0.060
7807	0.358	7818	0.225
7808	0.206	7819	0.252
7808	0.134	7820	0.320
7909	0.258	7821	0.287
7810	0.146	7908	0.343
7811	0.099	7909	0.263
7812	0.134	7910	0.017
7813	0.182	7911	0.279
7813	0.109	7912	0.265
7904	0.369	7913	0.247
7905	0.320	7914	0.117
7906	0.351	7915	0.202
7907	0.311	8006	0.261
8001	0.397	8006	0.018
8002	0.169	8007	0.203
8003	0.344	8007	0.197
8004	0.130	8008	0.180
8005	0.362	8010	0.140
		8011	0.169
Moyenne	0.243		0.212
Ecart-type	0.011		0.090
Coefficient de variation	0.441		0.425

Tableau I.9  
Valeur des moyennes des variables explicatives  
des deux échantillons étudiés

Début de saison	QMAX	SDEB	IMOY	IMAX	PTOT	PSAI	IPL	JSEC	IND	PMOM	MOM
23	3.618	5839	9.35	34.87	153	873	247	14.47	0.254	303	0.128
fin de saison											
24	3.063	4612	10.38	37.69	159	1813	406	7.29	0.139	984	0.347



Tableau I.10

Matrice de corrélation entre variables explicatives  
pour le début de saison (forme linéaire)

QMAX	1												
IMOY	0.664	1											
PMOM	0.302	0.592	1										
SDEB	0.879	0.488	0.367	1									
IND	-0.154	-0.196	-0.422	-0.320	1								
PTOT	0.453	0.195	0.270	0.674	-0.324	1							
MOM	0.248	0.526	0.131	0.077	-0.118	-0.340	1						
IPL	-0.132	-0.085	-0.198	-0.099	0.304	-0.316	0.177	1					
PSAI	-0.164	-0.298	-0.121	-0.142	-0.067	-0.052	-0.314	0.311	1				
JSEC	0.148	0.375	0.355	0.119	-0.235	0.260	0.091	-0.648	-0.722	1			
IMAX	0.508	0.442	0.220	0.470	-0.341	0.573	0.039	-0.544	-0.566	0.642	1		
A	0.646	0.618	0.320	0.396	-0.162	0.057	0.450	-0.289	-0.428	0.445	0.579	1	
	QMAX	IMOY	PMOM	SDEB	IND	PTOT	MOM	IPL	PSAI	JSEC	IMAX	A	

Matrice de corrélation entre variables explicatives  
pour la fin de saison (forme linéaire)

QMAX	1												
IMOY	0.206	1											
PMOM	0.554	0.695	1										
SDEB	0.868	0.050	0.522	1									
IND	-0.417	-0.228	-0.397	-0.440	1								
PTOT	0.552	-0.328	0.108	0.757	-0.149	1							
MOM	-0.420	0.096	-0.046	-0.203	-0.097	-0.474	1						
IPL	0.317	0.331	0.421	0.215	0.077	-0.046	-0.245	1					
PSAI	-0.074	0.148	0.063	0.022	-0.114	-0.115	-0.094	0.295	1				
JSEC	-0.048	-0.224	-0.250	0.014	-0.199	0.173	0.110	-0.841	-0.268	1			
IMAX	0.329	-0.029	0.048	0.528	-0.046	0.706	-0.232	-0.094	0.111	0.241	1		
A	0.453	0.578	0.728	0.200	-0.286	-0.212	-0.217	0.274	-0.084	-0.084	-0.251	1	
	QMAX	IMOY	PMOM	SDEB	IND	PTOT	MOM	IPL	PSAI	JSEC	IMAX	A	

## ANNEXE II

REAL COLLOBRIER

Analyse des fonctions de transfert  
Partitionnement des échantillons



1001 Forts pics de crue		1002 Faibles pics de crue	
Code	Longueur (30mn)	Code	Longueur (30mn)
6804	36	7010	185
7215	232	7422	147
7632	216	7113	77
7835	238	7424	82
7423	129	7631	101
7449	64	7352	89
7450	98	6954	50
7151	65	7655	78
7253	112	7456	77
6602	91	6601	37
6909	130	6906	68
7214	147	6907	113
7320	44	7011	146
7321	76	7112	144
7426	93	7216	170
7527	127	7318	79
7630	104	7528	75
7734	112	7939	85
7836	130	8040	69
7837	73	8041	55
7938	157	8142	89
8344	67	8343	107
		8345	104

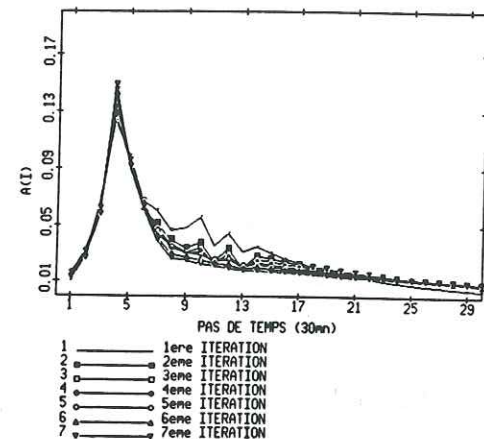
Forts pics de crue				
Mémoire K			17	
Début du lissage			14	
Nb de pas de lissage			3	
Ridge			$4.10^{-1}, 10^{-3}, 2.10^{-4}$	
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficiencie	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.883	0.823	1.029	3.376
Variation de débit	0.973	0.973	1.009	0.018

Faibles pics de crue				
Mémoire K			25	
Début du lissage			8	
Nb de pas de lissage			3	
Ridge			$4.10^{-1}, 10^{-3}, 2.10^{-4}$	
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficiencie	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.861	0.751	1.061	1.416
Variation de débit	0.954	0.951	1.023	0.035

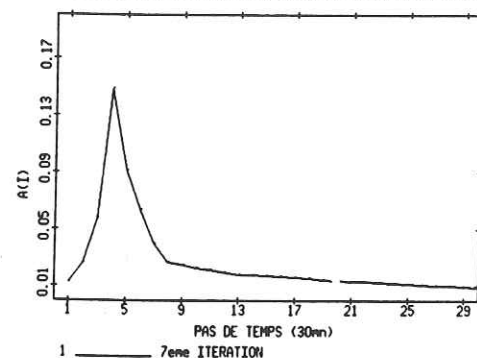


Fonctions de transfert identifiées en partageant  
l'échantillon selon le débit maximum de crue

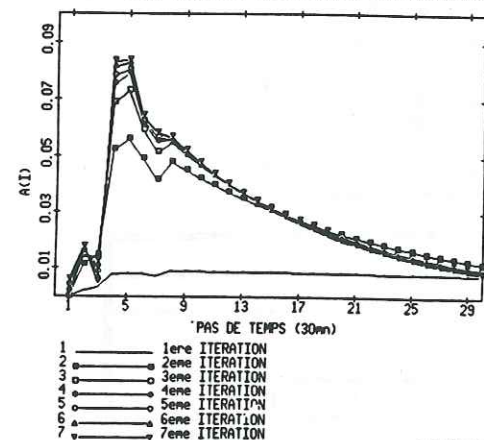
FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON A FORTS PICS DE CRUE



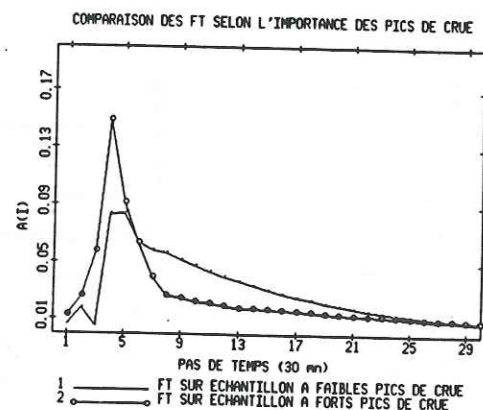
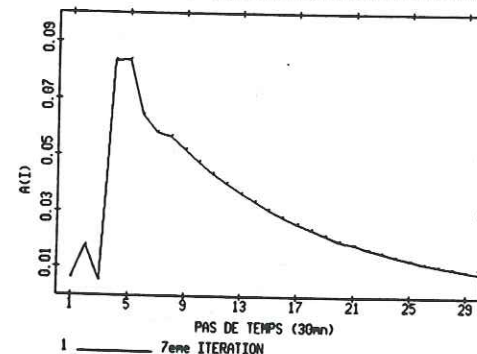
FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON A FORTS PICS DE CRUE



FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON A FAIBLES PICS DE CRUE



FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON A FAIBLES PICS DE CRUE



Fortes précipitations cumulées		Faibles précipitations cumulées	
Code	Longueur (30mn)	Code	Longueur (30mn)
6804	36	7422	147
7010	185	7113	77
7215	232	7424	82
7632	216	7631	101
7835	238	7449	64
7423	129	7450	98
6602	91	7151	65
6909	130	7352	89
7011	146	7253	112
7112	144	6954	50
7214	147	7655	78
7320	44	7456	77
7426	93	6601	37
7527	127	6906	68
7630	104	6907	113
7734	112	7216	170
7836	130	7318	79
7938	157	7321	76
8041	55	7528	75
8343	107	7937	73
8344	67	7939	85
8345	104	8040	69
		8142	89

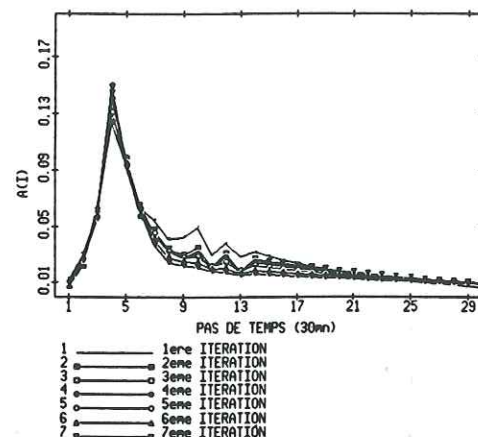
Fortes précipitations cumulées				
Mémoire K		17		
Début du lissage		14		
Nb de pas de lissage		3		
Ridge		$4 \cdot 10^{-1}$ , $10^{-3}$ , $2 \cdot 10^{-4}$		
	Coefficient de détermination $R^2$	Effizienz	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.886	0.833	1.045	2.809
Variation de débit	0.976	0.976	1.009	0.010

Faibles précipitations cumulées				
Mémoire K		20		
Début du lissage		15		
Nb de pas de lissage		6		
Ridge		$10^{-1}$ , $2 \cdot 10^{-2}$ , $2 \cdot 10^{-3}$ , $2 \cdot 10^{-4}$		
	Coefficient de détermination $R^2$	Effizienz	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.959	0.941	0.972	1.412
Variation de débit	0.956	0.955	1.016	0.030

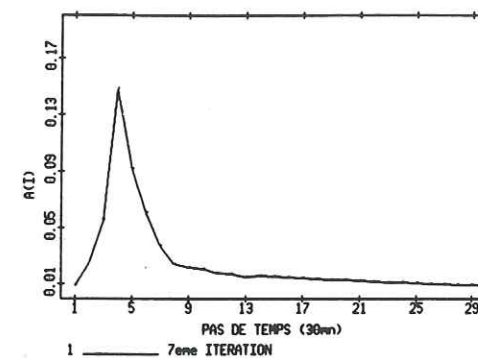


Fonctions de transfert identifiées en partageant  
l'échantillon selon l'importance  
des précipitations cumulées

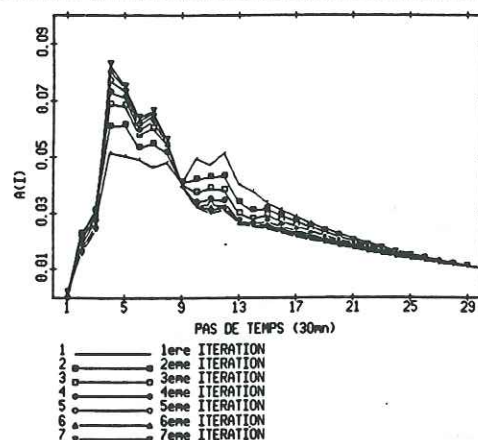
FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE FORTES PRECIPITATIONS



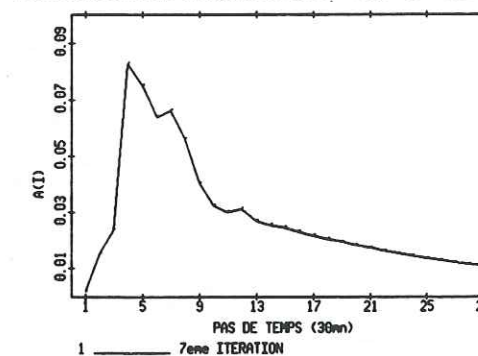
FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE FORTES PRECIPITATIONS



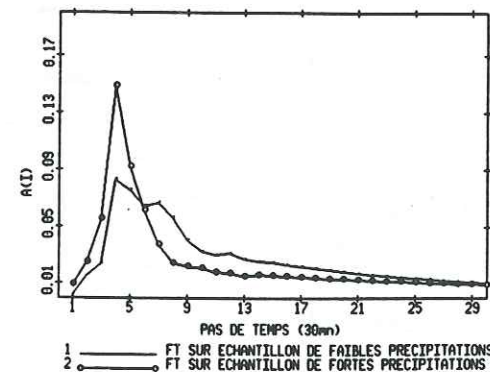
FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE FAIBLES PRECIPITATIONS



FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE FAIBLES PRECIPITATIONS



COMPARAISON DES FT SELON LE TYPE DE PRECIPITATION



Fortes intensités de pluie		Faibles intensités de pluie	
Code	Longueur (30mn)	Code	Longueur (30mn)
6804	36	7010	185
7422	147	7215	232
7632	216	7835	238
7631	101	7113	77
7151	65	7423	129
7253	112	7424	82
6601	37	7449	64
6602	91	7450	98
6909	130	7352	89
7318	79	6954	50
7320	44	7655	78
7321	76	7456	77
7426	93	6906	68
7630	104	6907	113
7734	112	7011	146
7938	157	7112	144
7939	85	7214	147
8041	55	7216	170
8142	89	7527	127
8343	107	7528	75
8344	67	7836	130
8345	104	7837	73
		8040	69

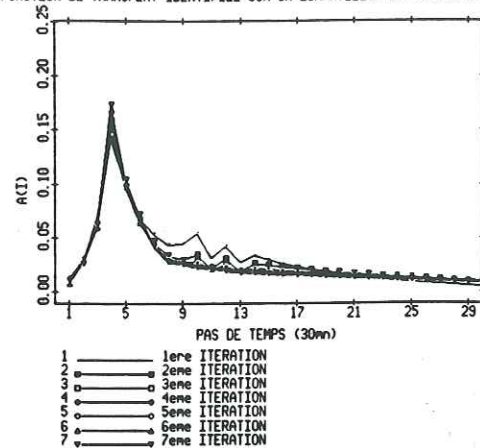
Fortes intensités de pluie				
Mémoire K		17		
Début du lissage		14		
Nb de pas de lissage		3		
Ridge		$4.10^{-1}$ , $10^{-3}$ , $2.10^{-4}$		
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficiencie	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.829	0.758	1.067	0.829
Variation de débit	0.970	0.970	1.010	0.022

Faibles intensités de pluie				
Mémoire K		25		
Début du lissage		24		
Nb de pas de lissage		6		
Ridge		$4.10^{-1}$ , $10^{-3}$ , $2.10^{-4}$		
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficiencie	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.974	0.968	0.985	1.130
Variation de débit	0.976	0.975	1.020	0.011

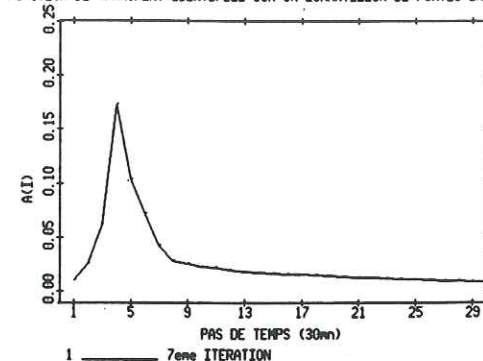


# Fonctions de transfert identifiées en partageant l'échantillon selon l'intensité maximale des pluies

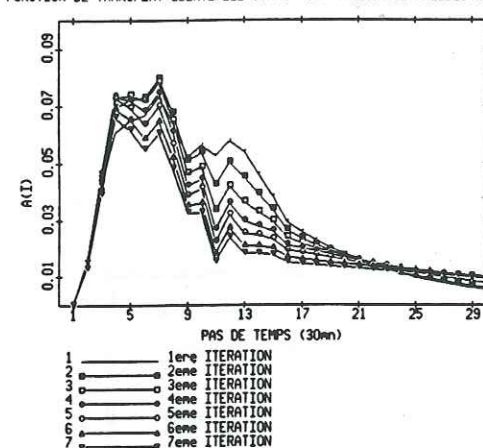
FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE FORTES INTENSITES DE PLUIES



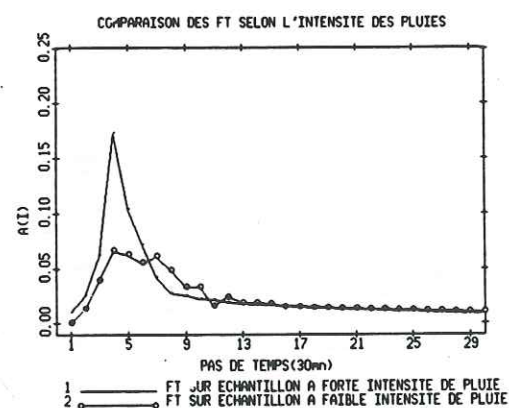
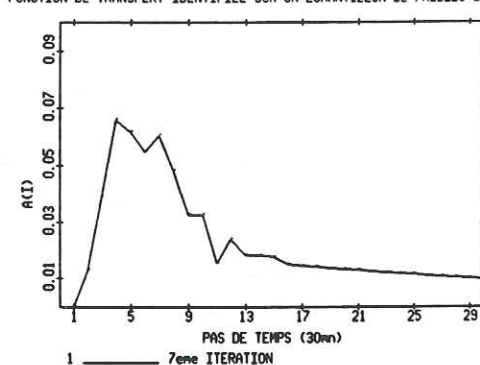
FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE FORTES INTENSITES DE PLUIES



FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE FAIBLES INTENSITES DE PLUIES



FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE FAIBLES INTENSITES DE PLUIES



Pluies de longue durée		Pluies de courte durée	
Code	Longueur (30mn)	Code	Longueur (30mn)
7010	185	6804	36
7215	232	7113	77
7422	147	7424	82
7632	216	7631	101
7835	238	7449	64
7423	129	7450	98
7253	112	7151	65
6602	91	7352	89
6907	113	6954	50
6909	130	7655	78
7011	146	7456	77
7112	144	6601	37
7214	147	6906	68
7216	170	7318	79
7527	127	7320	44
7630	104	7321	76
7734	112	7426	93
7836	130	7528	75
7938	157	7837	73
8142	89	7939	85
8343	107	8040	69
8345	104	8041	55
		8344	67

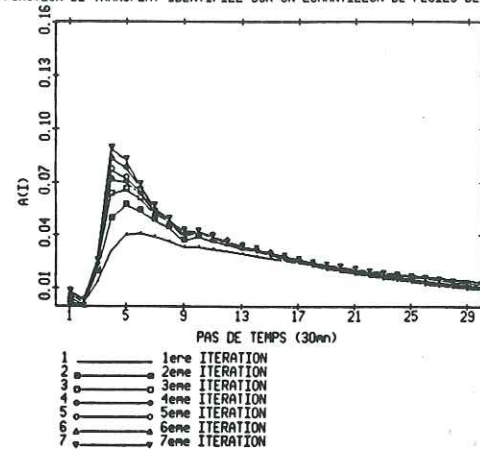
Pluies de longue durée				
Mémoire K		15		
Début du lissage		10		
Nb de pas de lissage		3		
Ridge		$4.10^{-1}, 10^{-3}, 2.10^{-4}$		
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficiencie	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.942	0.869	1.102	2.364
Variation de débit	0.969	0.968	1.027	0.036

Pluies de courte durée				
Mémoire K		17		
Début du lissage		14		
Nb de pas de lissage		3		
Ridge		$4.10^{-1}, 10^{-3}, 2.10^{-4}$		
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficiencie	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.861	0.842	0.923	1.905
Variation de débit	0.975	0.975	1.008	-0.003

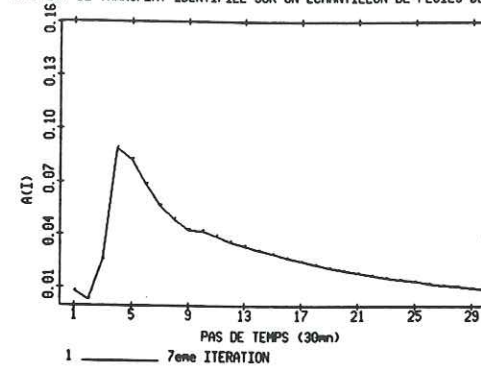


# Fonctions de transfert identifiées en partageant l'échantillon selon la durée des pluies

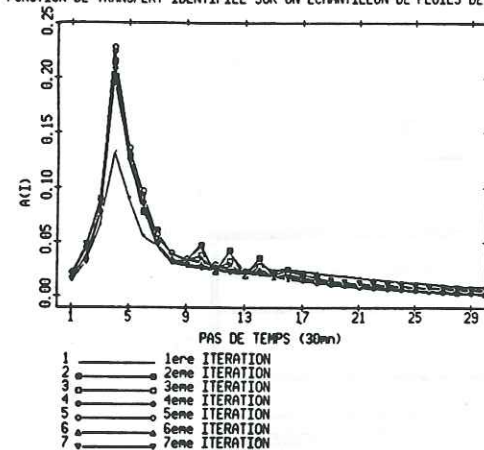
FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE PLUIES DE LONGUE DUREE



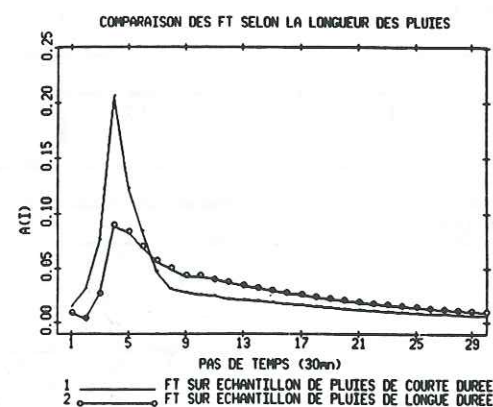
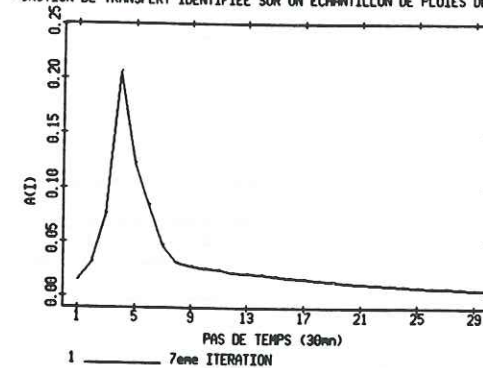
FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE PLUIES DE LONGUE DUREE



FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE PLUIES DE COURTE DUREE



FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON DE PLUIES DE COURTE DUREE



Fort débit initial		Faible débit initial	
Code	Longueur (30mn)	Code	Longueur (30mn)
7010	185	6804	36
7215	232	7422	147
7835	238	7632	216
7424	82	7113	77
7449	64	7423	129
7450	98	7631	101
7151	65	6601	37
7352	89	6602	91
7253	112	6909	130
6954	50	7011	146
7655	78	7112	144
7456	77	7318	79
6906	68	7320	44
6907	113	7426	93
7214	147	7527	127
7216	170	7630	104
7321	76	7938	157
7528	75	7939	85
7734	112	8041	55
7836	130	8142	89
7837	73	8143	107
8040	69	8344	67
		8345	104

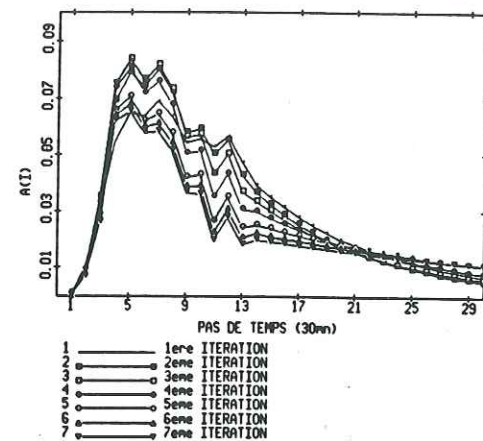
Fort débit initial				
Mémoire K		25		
Début du lissage		14		
Nb de pas de lissage		4		
Ridge		$4.10^{-1}, 10^{-3}, 2.10^{-4}$		
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficiene	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.971	0.967	0.974	1.076
Variation de débit	0.966	0.965	1.021	0.008

Faible débit initial				
Mémoire K		17		
Début du lissage		14		
Nb de pas de lissage		3		
Ridge		$4.10^{-1}, 10^{-3}, 2.10^{-4}$		
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficiene	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.896	0.869	1.026	1.842
Variation de débit	0.981	0.981	1.009	0.010

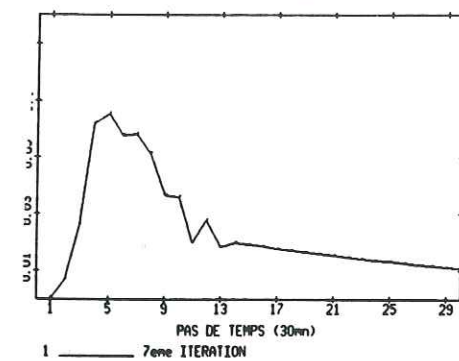


# Fonctions de transfert identifiées en partageant l'échantillon l'importance du débit initial

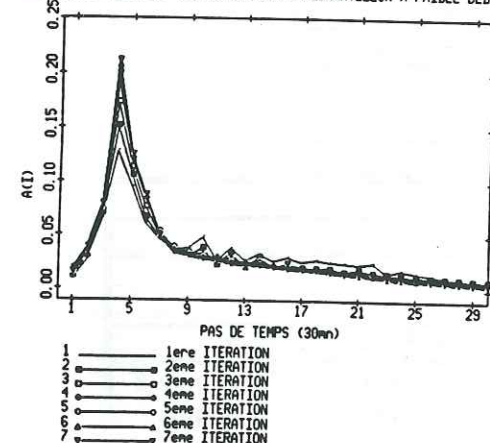
FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON A FORT DEBIT INITIAL



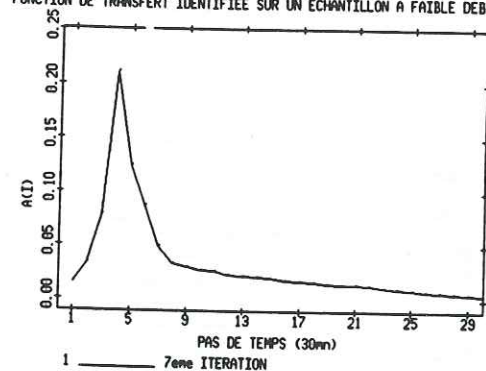
ON DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON A FORT DEBIT INITIAL



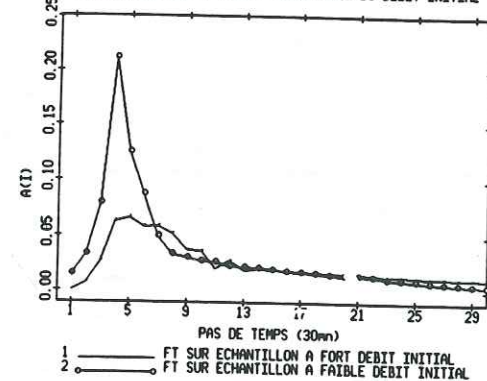
FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON A FAIBLE DEBIT INITIAL



FONCTION DE TRANSFERT IDENTIFIEE SUR UN ECHANTILLON A FAIBLE DEBIT INITIAL

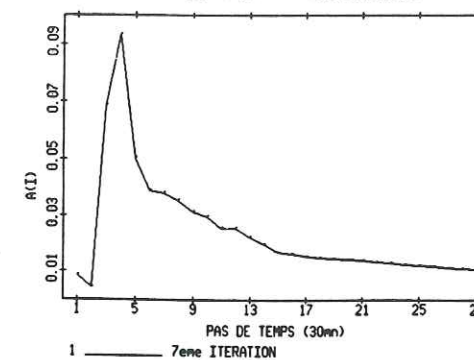


COMPARAISON DES FT SELON L'IMPORTANCE DU DEBIT INITIAL

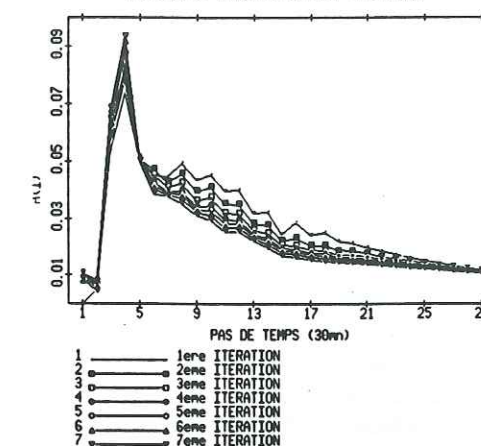


# Fonction de transfert identifiées sur les bassins du Réal Collobrier, des Maurets et de Valescure

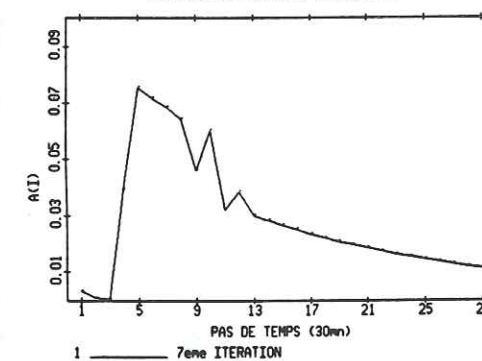
FONCTION DE TRANSFERT DU REAL COLLOBRIER



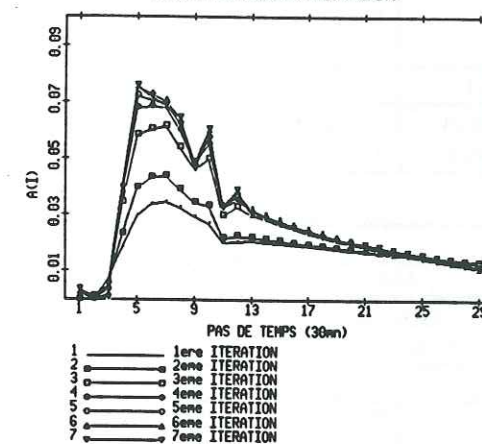
FONCTION DE TRANSFERT DU REAL COLLOBRIER



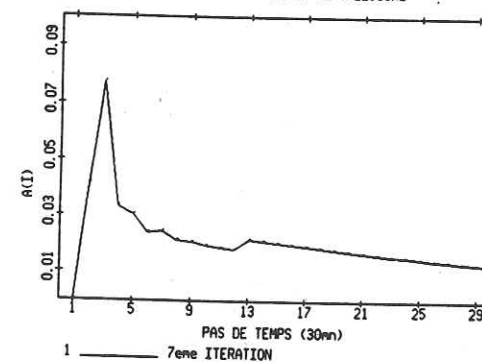
FONCTION DE TRANSFERT DES MAURETS



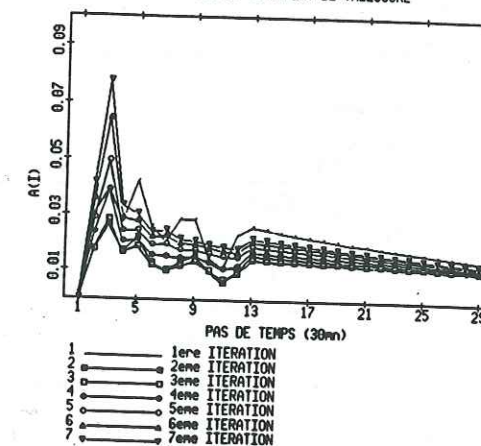
FONCTION DE TRANSFERT DES MAURETS



FONCTION DE TRANSFERT DE VALESCURE



FONCTION DE TRANSFERT DE VALESCURE





Réal Collobrier Echantillon agrandi				
Mémoire K	25			
Début du lissage	20			
Nb de pas de lissage	5			
Ridge	$4.10^{-2}, 10^{-3}, 2.10^{-4}$			
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficienc	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.940	0.939	0.987	0.326
Variation de débit	0.964	0.964	1.027	-0.004

Réal Collobrier Prolongation des épisodes par des pluies				
Mémoire K	10			
Début du lissage	9			
Nb de pas de lissage	4			
Ridge	$4.10^{-1}, 10^{-2}, 10^{-3}, 10^{-4}$			
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficienc	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.949	0.893	1.086	1.774
Variation de débit	0.989	0.987	1.025	0.055

Valescure				
Mémoire K	25			
Début du lissage	13			
Nb de pas de lissage	8			
Ridge	$5.10^{-1}, 10^{-3}, 10^{-4}$			
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficienc	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.955	0.946	1.012	0.173
Variation de débit	0.957	0.957	1.020	0.000

Maurets				
Mémoire K	30			
Début du lissage	22			
Nb de pas de lissage	10			
Ridge	$5.10^{-2}, 2.10^{-3}, 10^{-4}$			
	Coefficient de détermination $R^2$	Efficienc	Pente de l'ajustement	Ordonnée à l'origine
Débit	0.912	0.832	1.188	0.206
Variation de débit	0.922	0.919	0.969	0.004

Corrélation entre pluie brute et débit de perte $I = f(PB)$ FT identifiée sur un échantillon à forts pics de crue							
Code épisode	Coefficient de détermination	Pente	Ordonnée à l'origine	Code épisode	Coefficient de détermination	Pente	Ordonnée à l'origine
6804	0.868	0.628	-0.700	7214	0.480	0.749	3.967
7215	0.519	0.496	0.285	7320	0.861	0.762	-5.355
7632	0.718	0.768	-1.991	7321	0.966	0.972	-6.220
7835	0.671	0.611	-0.703	7426	0.888	0.872	-3.869
7423	0.810	0.822	-4.854	7527	0.860	0.713	-0.213
7449	0.833	0.859	-3.717	7630	0.750	0.584	0.703
7450	0.312	0.298	6.646	7734	0.913	0.855	-2.070
7151	0.844	0.568	7.400	7836	0.673	0.699	-2.005
7253	0.882	0.904	-7.080	7837	0.876	0.765	-1.530
6602	0.854	0.802	-1.000	7938	0.862	0.819	-4.136
6909	0.864	0.886	-3.714	8344	0.950	0.897	-3.170

Corrélation entre pluie brute et pluie efficace $PE = f(PE)$ FT identifiée sur un échantillon à forts pics de crue							
Code épisode	Coefficient de détermination	Pente	Ordonnée à l'origine	Code épisode	Coefficient de détermination	Pente	Ordonnée à l'origine
6804	0.733	0.369	1.375	7214	0.145	0.215	4.909
7215	0.479	0.426	1.709	7320	0.473	0.226	6.484
7632	0.160	0.189	3.298	7321	0.011	0.018	6.680
7835	0.354	0.364	3.174	7426	0.191	0.130	3.507
7423	0.169	0.164	5.298	7527	0.474	0.0274	0.645
7449	0.138	0.115	4.639	7630	0.557	0.432	-00.278
7450	0.415	0.801	-2.182	7734	0.138	0.116	3.684
7151	0.018	0.037	7.075	7836	0.246	0.259	3.775
7253	0.295	0.178	4.626	7837	0.299	0.161	3.747
6602	0.203	0.153	2.501	7938	0.230	0.153	5.056
6909	0.128	0.126	3.401	8344	0.239	0.108	2.919



Corrélation entre pluie brute et débit de perte I = f(PB) FT identifiée sur un échantillon à faible débit initial							
Code épisode	Coefficient de détermination	Pente	Ordonnée à l'origine	Code épisode	Coefficient de détermination	Pente	Ordonnée à l'origine
6804	0.848	0.622	4.084	7320	0.836	0.796	-9.234
7422	0.982	0.900	-2.179	7426	0.919	0.868	-2.933
7632	0.662	0.759	-2.352	7527	0.822	0.689	-0.599
7113	0.956	0.940	-1.821	7630	0.698	0.559	0.296
7423	0.760	0.849	-6.357	7938	0.825	0.793	-4.011
7631	0.992	0.917	-2.702	7939	0.948	0.933	-2.427
6601	0.931	0.840	-2.010	8041	0.990	0.987	-6.082
6602	0.860	0.806	-0.871	8142	0.963	1.059	-7.107
6909	0.860	0.804	-1.945	8343	0.956	0.899	-1.211
7011	0.945	0.804	-0.005	8344	0.944	0.888	-2.962
7112	0.987	0.888	-1.061	8345	0.989	0.934	-1.165
7318	0.893	0.861	-1.138				

Corrélation entre pluie brute et débit de perte PE = f(PB) FT identifiée sur un échantillon à faible débit initial							
Code épisode	Coefficient de détermination	Pente	Ordonnée à l'origine	Code épisode	Coefficient de détermination	Pente	Ordonnée à l'origine
6804	0.702	0.371	-2.499	7320	0.511	0.234	6.907
7422	0.409	0.086	2.542	7426	0.207	0.132	2.933
7632	0.139	0.191	3.850	7527	0.455	0.295	1.107
7113	0.015	0.028	2.518	7630	0.552	0.455	0.227
7423	0.109	0.147	6.535	7938	0.195	0.157	5.717
7631	0.681	0.097	2.140	7939	0.113	0.069	2.379
6601	0.329	0.160	2.010	8041	0.018	0.013	6.082
6602	0.199	0.150	2.326	8142	0.001	-0.005	5.269
6909	0.238	0.182	2.438	8343	0.243	0.99	1.267
7011	0.276	0.144	1.446	8344	0.269	0.117	2.708
7112	0.091	0.059	2.759	8345	0.323	0.066	1.165
7318	0.179	0.139	1.138				

## ANNEXE III

REAL COLLOBRIER

POLAKA

DPFT pour l'identification d'une FT courte  
sur Polaka et le Réal Collobrier

DPFT modifiée sur le Réal Collobrier



POLAKA

DPFT pour identifier une FT courte

Tab. III.1 Déconvolution avec uniquement les pluies décroissantes				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.969	0.968	1.017	0.088
Variation de débit	0.954	0.954	1.011	0.001
Tab. III.2 Déconvolution avec l'ensemble des pluies				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.971	0.970	1.011	0.096
Variation de débit	0.948	0.947	1.021	0.000
Tab. III.3 Décroissance des pluies ajustées épisode par épisode				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.971	0.971	0.993	-0.024
Variation de débit	0.967	0.966	1.028	0.000
Tab. III.4 Décalage des pluies décroissantes de 4 pas de temps				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.926	0.851	1.234	0.395
Variation de débit	0.907	0.907	1.020	0.002
Tab. III.5 Décalage des pluies décroissantes de 5 pas de temps				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.935	0.927	0.998	0.244
Variation de débit	0.895	0.895	1.019	-0.009
Tab. III.6 Décalage des pluies décroissantes de 6 pas de temps				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.950	0.943	1.007	0.247
Variation de débit	0.954	0.954	1.009	0.001
Tab. III.7 Décalage des pluies décroissantes de 7 pas de temps				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.788	0.723	0.798	-0.002
Variation de débit	0.847	0.846	0.981	-0.032



REAL COLLOBRIER

DPFT pour identifier une FT courte

Tab. III.8 Déconvolution avec la Ridge Regression 5.10 <sup>-3</sup> , 10 <sup>-3</sup> , 5.10 <sup>-4</sup> , 10 <sup>-4</sup> , 5.10 <sup>-5</sup> , 10 <sup>-5</sup> 5 pas de temps				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.986	0.984	1.003	1.003
Variation de débit	0.990	0.990	1.022	0.004

Tab. III.9 Déconvolution avec la Ridge Regression 5.10 <sup>-3</sup> , 10 <sup>-3</sup> , 5.10 <sup>-4</sup> , 10 <sup>-4</sup> , 5.10 <sup>-5</sup> , 10 <sup>-5</sup> 4 pas de temps				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.986	0.985	1.001	0.288
Variation de débit	0.988	0.987	1.022	0.003

Tab. III.10 Déconvolution avec la Programmation Linéaire 5 pas de temps				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.929	0.926	0.951	0.117
Variation de débit	0.959	0.958	0.962	-0.012

Tab. III.11 Déconvolution avec la Programmation Linéaire 4 pas de temps				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.941	0.934	0.924	0.759
Variation de débit	0.989	0.989	0.995	-0.003

REAL COLLOBRIER

Modification de l'algorithme DPFT

Tab. III.12 Effet du lissage 2ème itération				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.982	0.982	1.018	-0.059
Variation de débit	0.956	0.956	1.013	-0.004
Effet du lissage 3ème itération				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.967	0.967	1.005	-0.002
Variation de débit	0.937	0.937	0.998	-0.023
Effet du lissage 4ème itération				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.974	0.973	1.024	0.021
Variation de débit	0.961	0.961	1.016	-0.007
Effet du lissage 6ème itération				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.987	0.985	1.027	0.132
Variation de débit	0.967	0.967	1.011	0.002

Tab. III.13 FT croissante sans contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.990	0.984	1.045	0.542
Variation de débit	0.988	0.978	1.035	0.010
Critère de lissage des LE				29.50
FT croissante avec contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.968	0.968	1.026	-0.028
Variation de débit	0.982	0.967	1.063	-0.388
Critère de lissage des LE				32.28



Tab. III.14 FT décroissante sans contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	1.000	0.999	1.009	0.008
Variation de débit	0.999	0.999	1.038	0.446
Critère de lissage des LE				29.69
FT décroissante avec contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.969	0.927	1.078	1.452
Variation de débit	1.000	0.999	1.005	0.027
Critère de lissage des LE				27.15

Tab. III.15 FT convexe sans contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.988	0.988	1.013	0.093
Variation de débit	0.937	0.937	0.994	0.004
Critère de lissage des LE				31.68
FT convexe avec contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.996	0.993	1.025	0.299
Variation de débit	0.983	0.983	1.012	0.008
Critère de lissage des LE				30.25

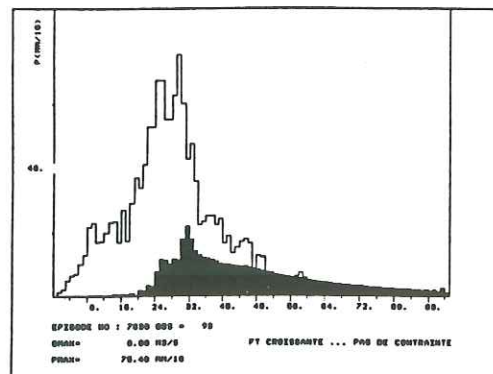
Tab. III.16 FT concave sans contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.991	0.988	1.028	0.251
Variation de débit	0.963	0.962	1.018	0.005
Critère de lissage des LE				31.00
FT concave avec contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.994	0.987	1.038	0.457
Variation de débit	0.984	0.984	1.012	0.012
Critère de lissage des LE				29.94

Tab. III.17 FT pic 2ème pas de temps sans contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.996	0.991	1.033	0.411
Variation de débit	0.999	0.999	1.005	0.016
Critère de lissage des LE				29.82
FT pic 2ème pas de temps avec contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.983	0.959	1.065	1.017
Variation de débit	0.999	0.999	1.005	0.024
Critère de lissage des LE				27.99

Tab. III.18 FT pic 3ème pas de temps sans contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.990	0.978	1.050	0.672
Variation de débit	0.988	0.987	1.029	0.016
Critère de lissage des LE				28.78
FT pic 3ème pas de temps avec contrainte de lissage				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.993	0.986	1.040	0.434
Variation de débit	0.980	0.979	1.025	0.012
Critère de lissage des LE				29.37

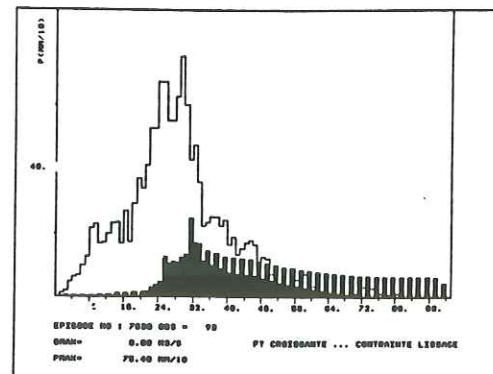


EPISODE NO : 7630



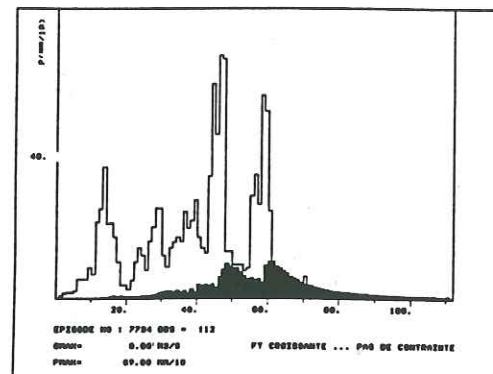
- 7 -

EPISODE NO : 7630

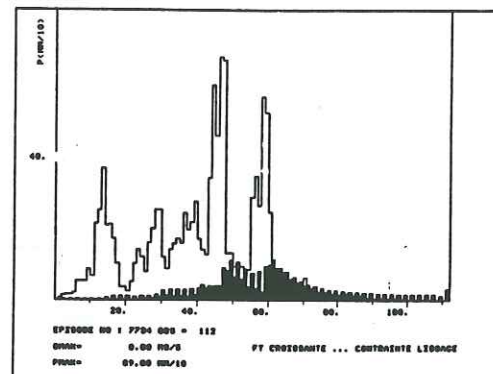


PLUIE brute  
 LAMES EFFICACES DECONVOLUEES

EPISODE NO : 7734

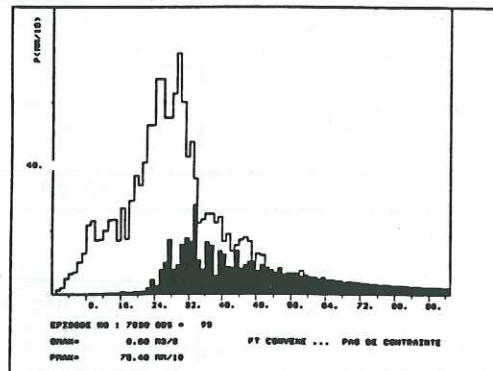


EPISODE NO : 7734

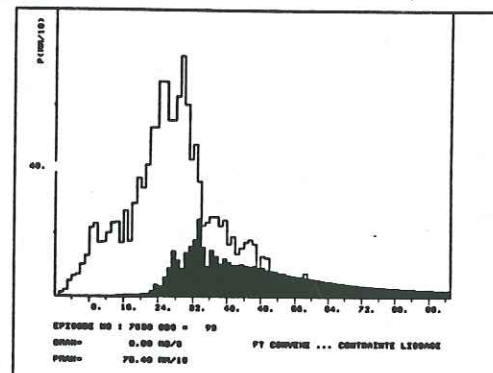


PLUIE brute  
 LAMES EFFICACES DECONVOLUEES

EPISODE NO : 7630

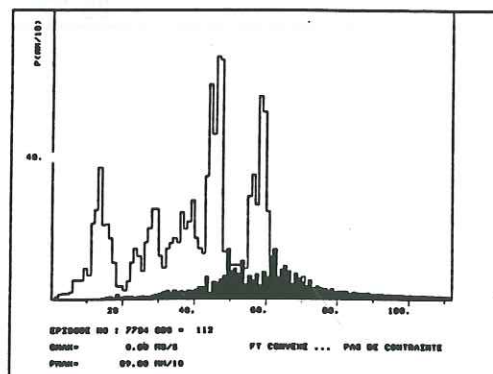


EPISODE NO : 7630

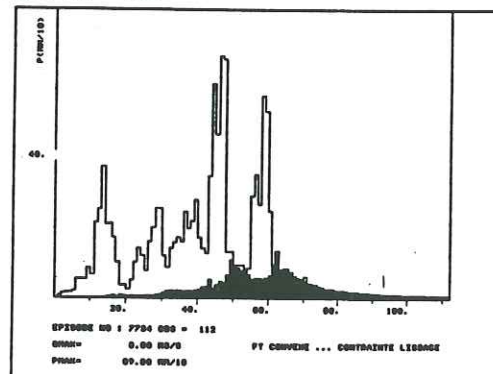


PLUIE brute  
 LAMES EFFICACES DECONVOLUEES

EPISODE NO : 7734



EPISODE NO : 7734



PLUIE brute  
 LAMES EFFICACES DECONVOLUEES

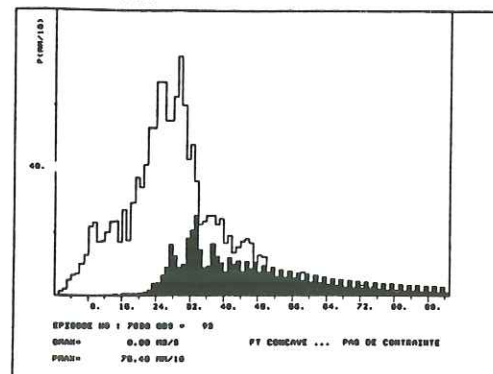
Fig. III.1 Lames efficaces déconvoluées.

A gauche sans lissage, à droite lissage 4ème itération

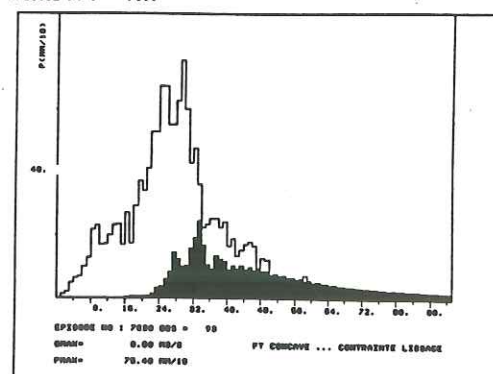
En haut FT croissante, en bas FT convexe.

- 8 -

EPISODE NO : 7630

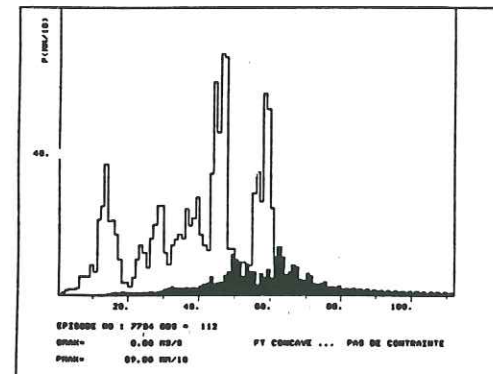


EPISODE NO : 7630

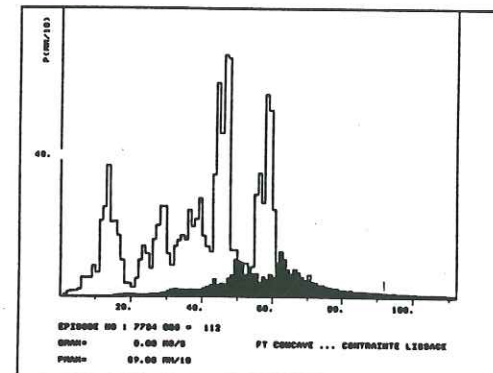


PLUIE brute  
 LAMES EFFICACES DECONVOLUEES

EPISODE NO : 7734

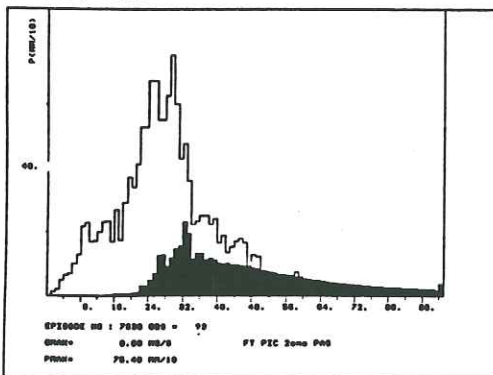


EPISODE NO : 7734

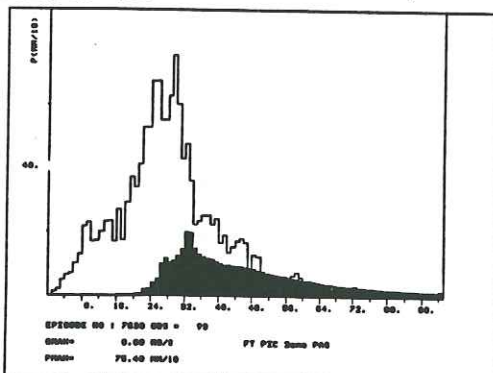


PLUIE brute  
 LAMES EFFICACES DECONVOLUEES

EPISODE NO : 7630

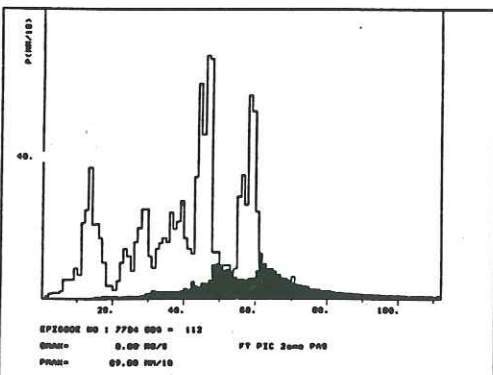


EPISODE NO : 7630

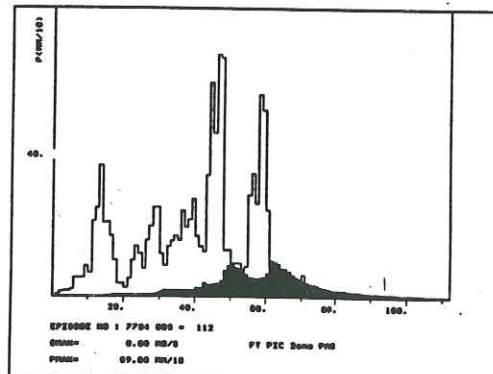


PLUIE brute  
 LAMES EFFICACES DECONVOLUEES

EPISODE NO : 7734



EPISODE NO : 7734



PLUIE brute  
 LAMES EFFICACES DECONVOLUEES

Fig. III.2 Lames efficaces déconvoluées.

A gauche sans lissage, à droite lissage 4ème itération

En haut FT concave, en bas FT pic 2ème pas.



## **ANNEXE IV**

**REAL COLLOBRIER**

**Recherche d'une structure de fonction de production**

**Tableaux des différentes fonctions de production testées, calées à partir  
de la fonction de transfert identifiée par la méthode DPFT**

**Sont inclus les valeurs des paramètres des FP testées,  
les critères de qualité ainsi que les indices de sensibilités définis selon  
la méthode de Sarooshian**



Cette modélisation va être reprise avec:

$$\alpha_i = K_1 + K_2 \cdot e^{-K_3 \cdot PCUM_i}$$

1 Deux structures seront testées pour suivre l'évolution de la variable  $a_i$ . La première présente  $a_i$  comme fonction de la pluie brute.

FP n° 1  $a_i = PB_i^{K_4}$

Cette formulation de  $a_i$ , conforme à l'analyse faite épisode par épisode (mais ne tenant pas compte des résultats relatifs à  $\gamma$  et  $\alpha_f$ ), identifie un coefficient  $K_1$  négatif. Dans ce cas  $a_i$  évolue dans le sens contraire à ce qu'on pourrait s'attendre: ceci génère des  $a_i$  qui décroissent à mesure que l'intensité des pluies augmente. Le coefficient  $K_4$  aussi négatif va provoquer une exagération de l'effet des petites pluies au détriment des grosses intensités. On arrive ainsi à modéliser une variable  $a(t)$  très chaotique où les petites pluies (en particulier celles inférieures à  $10^{-1}$  mm) jouent un rôle démesuré. Cette sur-représentation des petites intensités de pluie va entraîner des oscillations sur les débits modélisés.

Tableau IV.1 Optimisation de la FP n°1 par la méthode du Simplex				
	valeur du paramètre optimisé	écart-type	$T_0$	indice de compensation
$K_1$	0.2277	0.0062	36.54	1.87
$K_2$	8.5259	1.5745	5.41	3.65
$K_3$	0.0058	0.0003	17.29	4.02
$K_4$	-0.8165	0.0097	-83.94	2.07

Echantillon de calibration				
	$R^2$	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.499	0.489	0.888	0.369
Débit	0.528	0.496	0.812	1.208
Variation de débit	0.143	0.055	0.562	0.059



2 La seconde structure fait intervenir le débit initial  $Q_0$ .

$$\text{FP n}^\circ 2 \quad a_i = PB_i^{K_4} \cdot Q_0^{K_5}$$

On espère ainsi prendre en compte l'état de saturation du bassin dans la modélisation du ruissellement. Au V.4.3, on a vu que la paramètre  $\gamma$  était très corrélé à  $Q_0$ . La figure V.24 montre que dans tous les épisodes, il existe des périodes où  $a_i$  est supérieur à  $\alpha_i$ . Ce cas de figure donne un réservoir non conservatif en eau: la perte par ruissellement est supérieure à la perte totale du réservoir.

On a d'une part un réservoir à loi de vidange fausse et d'autre part une paramétrisation de  $a_i$  donnent un poids excessif aux petites intensités de pluie (de la même façon que la FP n°1). Ces deux fonctions sont néanmoins assez identifiables puisque possédant des indices de compensation assez proches de 1.

Tableau IV.2 Optimisation de la FP n°2 par la méthode du Simplex				
	valeur du paramètre optimisé	écart-type	T $\theta$	indice de compensation
K <sub>1</sub>	0.2203	0.0055	39.794	1.92
K <sub>2</sub>	9.6265	1.3799	6.77	3.76
K <sub>3</sub>	0.0055	0.0002	22.23	4.18
K <sub>4</sub>	-0.6774	0.0098	-68.53	2.70
K <sub>5</sub>	-0.1016	0.0052	-19.53	1.59

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficience	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.592	0.580	0.889	0.379
Débit	0.633	0.595	0.809	1.280
Variation de débit	0.085	-0.100	0.404	0.061

Sur la figure V.25, les 4 épisodes reconstitués par la fonction n°2 donnent des simulations plutôt fantaisistes des crues. Les récessions (épis. 6907) sont trop rapides. Des pics de crue apparaissent pour des séquences de petites intensités de pluie. L'introduction du débit initial  $Q_0$  contribue pourtant à une meilleure calibration (on passe de 0.496 à 0.595 d'efficience en débit modélisé). Plus  $Q_0$  est grand, plus la contribution de la pluie brute est grande. Un fort débit de base implique un plus grand

ruissellement. Néanmoins le signe négatif de  $K_4$  comme pour la FP n°1 donne une modélisation des  $a_i$  tout à fait incohérente.

A ce stade, on peut remarquer que:

- La modélisation de  $a_i$  n'est pas excellente. Une amélioration passe par l'utilisation d'une structure simple et par une paramétrisation adaptée qui évite des représentations de débit abérantes. On va veiller en particulier à trouver une paramétrisation de la fonction  $a$  qui la fasse varier positivement avec la pluie.

- D'autre part, la modélisation de  $\alpha_i$  est un peu "brutale" et ne permet pas toujours de trouver de bonnes récessions en fin de crue car le paramètre  $K_1$  donnera pour toutes les crues un même type de récession.

3 On va s'intéresser à la modélisation de  $a_i$ . La prochaine structure proposée prétendra lier les  $\alpha_i$  avec le débit antérieur à la crue afin d'ajuster au mieux les récessions.

$$\alpha_i = K_1 \cdot e^{-K_2 \cdot PCUM_i} + K_3 \cdot Q_0^{K_4}$$

On a longtemps hésité dans la modélisation de  $a_i$  entre une relation fonction de la pluie brute  $PB_i$  ou fonction de la pluie cumulée  $PCUM_i$ . Les 4 structures suivantes vont s'efforcer de départager ces deux types de modélisation.

$$\text{FP n}^\circ 3 \quad a_i = K_5 \cdot PB_i^{K_6}$$

Les variables de réservoir n'ont plus le problème des fonctions précédentes.  $\alpha_i$  est supérieur à  $a_i$  sur toute la longueur des épisodes. La figure V.26 décrit cependant une variable de ruissellement assez "tassée". L'algorithme a pu identifier pour la première fois une paramétrisation de  $a_i$  conforme à nos attentes. La répercussion sur les critères de qualité est immédiate. On a 0.779 d'efficience pour la modélisation des débits et 0.322 pour les variations de débits. L'introduction de  $Q_0$  donne plus de souplesse à la structure décroissante de  $\alpha_i$  et permet de trouver, pour chaque crue, une récession plus proche de celle observée (Fig. V.27). Cette structure pourrait montrer qu'un  $Q_0$  fort (saturation importante des sols et nappe assez chargée) provoque une récession plus lente. Inversement, un faible  $Q_0$  entrainera une modélisation plus rapide des récessions et une plus grande "nervosité" des crues modélisées. On retrouve les tendances dégagées au V.4.3.



Pour ces deux structures, le paramètre  $K_1$  est inutile. Les deux termes qu'on a rajouté pour modéliser  $\alpha(t)$  prennent déjà en compte son effet. Sur le tableau 3, le paramètre  $K_1$  possède un écart-type supérieur à sa valeur de calage. L'indice de compensation et surtout  $T_0$  trahissent son non identifiabilité voire même son inutilité. Les structures qui seront testées dans la suite devront tenir compte de cela.  $K_2$  peut voir sa valeur changer considérablement sans qu'il y ait de répercussion déterminante sur la modélisation. C'est la cas typique d'un paramètre à faible sensibilité dont le rôle est douteux.

Tableau IV.3 Optimisation de la FP n°3 par la méthode du Simplex				
	valeur du paramètre optimisé	écart-type	$T_0$	indice de compensation
$K_1$	$4.59.10^{-4}$	$1.04.10^{-5}$	0.44	16.28
$K_2$	0.0360	0.0065	5.50	16.38
$K_3$	0.0331	0.0009	34.47	2.92
$K_4$	-0.3539	0.0089	-39.41	1.61
$K_5$	0.0167	0.0014	11.92	10.80
$K_6$	0.0593	0.0222	2.66	9.59

Echantillon de calibration				
	$R^2$	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.759	0.759	0.995	0.025
Débit	0.803	0.779	0.887	0.089
Variation de débit	0.324	0.322	0.919	0.003
Echantillon de validation				
	$R^2$	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.758	0.752	1.061	0.103
Variation de débit	0.428	0.360	1.665	-0.026

La suppression de la constante  $K_1$  nous donne une structure un peu moins identifiable. Cette paramétrisation appliquée sur l'échantillon de validation fournit des résultats pratiquement équivalents signe de robustesse (on passe de 0.779 à 0.752 en validation pour les efficacités en débit). Les variations de débits sont un peu meilleures en validation (0.322 à 0.360).

4 FP n°4  $a_i = K_5 \cdot PCUM_i^{K_6}$

L'utilisation de la pluie cumulée nous fait retrouver des valeurs tout à fait intéressantes pour la reconstitution des débits avec 0.842 d'efficacité pour les débits (Tab. IV.4). Pourtant, les indices de compensation pour,  $K_5$  et  $K_6$ , indiquent une interaction avec d'autres paramètres de modèle, chose qu'on n'observait pas avec une modélisation fonction de la pluie brute (FP n°3). La figure V.26 donne l'évolution des variables de modèle. En fin de crue  $\alpha(t)$  adapte ses valeurs aux récessions en fonction du débit initial  $Q_0$ .  $a_i$  croît de façon sensible pendant les épisodes. Les reconstitutions (Fig. V.27) sont très acceptables. Cependant en validation, l'efficacité sur les débits perd près de 0.15 points.

Le rôle de  $Q_0$  a été testé sur la variable de ruissellement  $a_i$  pour observer si cette grandeur peut influencer favorablement une modélisation du ruissellement.

Tableau IV.4 Optimisation de la FP n°4 par la méthode du Simplex				
	valeur du paramètre optimisé	écart-type	$T_0$	indice de compensation
$K_1$	$8.16.10^{-5}$	$1.36.10^{-6}$	0.06	17.14
$K_2$	0.0770	0.1016	0.75	17.14
$K_3$	0.0444	0.0011	40.29	2.96
$K_4$	-0.3464	0.0072	-47.52	1.44
$K_5$	0.0002	0.0001	6.47	21.73
$K_6$	0.6869	0.0241	28.46	22.71

Echantillon de calibration				
	$R^2$	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.804	0.804	1.006	-0.029
Débit	0.843	0.842	1.024	-0.299
Variation de débit	0.327	0.327	1.021	0.023
Echantillon de validation				
	$R^2$	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.735	0.695	0.819	1.863
Variation de débit	0.439	0.392	1.254	-0.016



5 FP n°5  $a_i = K_5 \cdot PB_i^{K_6 \cdot Q_0}$

Cette formulation donne des crues modélisées satisfaisantes (0.831 en efficacité sur les débits). Pourtant on constate quelques problèmes pour les variables de modèle. Bien que cette formulation soit assez bien identifiable d'après l'indice de Sarooshian, l'examen des  $T_\theta$  montre que le paramètre  $K_6$  qui agit sur la pluie brute semble n'être pas bien identifié ( $T_\theta=0.15$ ). De plus, la paramétrisation de  $\alpha_i$  change encore une fois notamment pour le paramètre  $K_1$ .

Tableau IV.5 Optimisation de la FP n°5 par la méthode du Simplex				
	valeur du paramètre optimisé	écart-type	$T_\theta$	indice de compensation
$K_1$	0.4724	0.0407	11.60	4.05
$K_2$	0.0099	0.0004	23.51	4.47
$K_3$	0.0359	0.0008	41.55	2.55
$K_4$	-0.3544	0.0092	-38.13	1.73
$K_5$	0.0239	0.0005	44.52	3.07
$K_6$	0.0010	0.0068	0.15	2.12
Echantillon de calibration				
	$R^2$	Efficacité	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.794	0.794	0.992	0.040
Débit	0.831	0.831	1.002	-0.023
Variation de débit	0.319	0.319	1.007	0.019

6 FP n°6  $a_i = K_5 \cdot PCUM_i^{K_6 \cdot Q_0}$

L'algorithme du Simplex a trouvé pratiquement les mêmes valeurs de calage que la fonction n°5 (Tab IV.6). Les débits modélisés ont à peu de choses près exactement les mêmes critères. Cette anomalie est à mettre au crédit du paramètre  $K_6$  dont la valeur proche de zéro n'a pas beaucoup de sens. D'ailleurs le  $T_\theta$  indique que ce paramètre a 95% de chances d'être nul ( $T_\theta=0.42$  inférieur au t de student 2.576). Il modélise des  $a(t)$  constants sur l'épisode sans que le cumul des pluies ne fasse le moindre effet.

Ce type de modélisation de variable avec un  $Q_0$  en exposant ne paraît que difficilement identifiable. Si l'on désire utiliser  $Q_0$  pour introduire un paramètre d'initialisation, il est préférable d'employer une forme du type  $Q_0^K$ .

L'introduction de la pluie cumulée  $PCUM_i$  semble donner des résultats un peu meilleurs. En contrepartie, cette modélisation provoque des indices de compensation plus forts (FP n°3 et 4). Vraisemblablement, il doit exister des interactions avec la modélisation de la fonction  $\alpha_i$ . par la suite on privilégiera une modélisation de  $a_i$  par les pluies cumulées. Cependant, on n'oubliera pas qu'une relation liant  $a_i$  aux pluies brutes  $PB_i$  est assez performante.

Tableau IV.6 Optimisation de la FP n°6 par la méthode du Simplex				
	valeur du paramètre optimisé	écart-type	$T_\theta$	indice de compensation
$K_1$	0.4650	0.0413	11.26	4.15
$K_2$	0.0099	0.0004	22.78	4.62
$K_3$	0.0359	0.0008	41.08	2.58
$K_4$	-0.3528	0.0095	-36.92	1.78
$K_5$	0.0238	0.0005	45.18	3.02
$K_6$	0.0015	0.0035	0.42	2.24
Echantillon de calibration				
	$R^2$	Efficacité	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.794	0.794	0.992	0.029
Débit	0.831	0.831	1.002	-0.026
Variation de débit	0.319	0.319	1.007	0.019

Les versions où  $\alpha_i$  était modélisée par une décroissance exponentielle, on l'a vu, ne sont pas très fiables. D'une part les paramétrisations varient d'une formulation à l'autre donnant tantôt une mauvaise sensibilité (paramètre d'initialisation très grand dont la variance est importante), tantôt une mauvaise identifiabilité (compensation avec d'autres paramètres). Nous allons proposer une modélisation économique en paramètres où  $\alpha_i$  sera constant sur l'épisode. Il dépendra uniquement du débit initial  $Q_0$  pour conserver le gain obtenu sur les récessions. On présentera quatre modélisations de  $a_i$  en gardant:

$$\alpha_i = K_1 \cdot Q_0^{K_2}$$



7 FP n°7  $a_i = K_3 \cdot PCUM_i^{K_4}$

La structure de la FP n° 7 fournit une aussi bonne modélisation avec ces quatre paramètres que pouvait le faire une forme avec six paramètres (FP n°4). Les indices de compensation et  $T_\theta$  signalent que cette structure est globalement bien identifiable. Si en calibration les critères de reconstitution sont très bons (Tab. IV.7) avec 0.842 d'efficacité en débit, en revanche on note à nouveau une chute sur la validation où l'on a plus que 0.676. Les variations de débit sont de meilleure qualité en validation qu'en calibration.

Tableau IV.7 Optimisation de la FP n°7 par la méthode du Simplex				
	valeur du paramètre optimisé	écart-type	$T_\theta$	indice de compensation
$K_1$	0.0449	0.0011	40.63	2.95
$K_2$	-0.3466	0.0073	-47.45	1.44
$K_3$	0.0001	0.0001	8.40	16.70
$K_4$	0.7494	0.0190	39.30	17.87

Echantillon de calibration				
	$R^2$	Efficacité	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.803	0.803	1.019	-0.093
Débit	0.843	0.842	1.027	-0.557
Variation de débit	0.326	0.325	1.029	0.024
Echantillon de validation				
	$R^2$	Efficacité	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.728	0.676	0.804	1.774
Variation de débit	0.437	0.391	1.479	-0.016

8 FP n°8  $a_i = K_3 \cdot PB_i^{K_4}$

La fonction de production n°8 est nettement moins performante à ce qu'on aurait pu attendre. Il est vrai que les valeurs de  $K_3$  et  $K_4$  se situent dans une zone différente de l'espace paramétrique par rapport à la fonction la plus proche (FP n°7). de nouveau l'utilisation de la pluie brute pour modéliser  $a_i$  donne des résultats décevants. Il semble que l'optimisation soit plus délicate en introduisant les séries de pluie. On risque plus facilement de converger vers un minimum relatif. Peut-être est-ce dû au caractère aléatoire des pluies brutes qui rend difficile l'optimisation et la bonne convergence de l'algorithme.

Tableau IV.8 Optimisation de la FP n°8 par la méthode du Simplex				
	valeur du paramètre optimisé	écart-type	$T_\theta$	indice de compensation
$K_1$	0.0194	0.0007	27.14	2.67
$K_2$	-0.3977	0.0012	-33.00	1.69
$K_3$	0.0036	0.0003	1.067	9.86
$K_4$	0.3349	0.0262	12.78	9.33
Echantillon de calibration				
	$R^2$	Efficacité	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.702	0.680	1.162	-0.663
Débit	0.733	0.710	1.155	-2.709
Variation de débit	0.296	0.284	1.263	-0.028

On a pu voir que la FP n°7 était performante mais que les paramètres  $K_3$  et  $K_4$  se compensaient. Comme  $K_4$  est assez proche de 1 (0.75), on va supprimer ce paramètre et ne garder que  $K_3$ . Ainsi on propose:

9 FP n°9  $a_i = K_3 \cdot PCUM_i$

Cette formulation offre l'intérêt d'être parfaitement identifiable mais simule un peu moins bien les crues (Tab. IV.9) avec 0.831 d'efficacité en débit et 0.308 en variation de débit. en validation cette structure n'est pas du tout adéquate. La chute des critères (0.481 en débit) laisse présager qu'un seul paramètre pour exprimer  $a_i$  n'est pas suffisant.



Tableau IV.9 Optimisation de la FP n°9 par la méthode du Simplex				
	valeur du paramètre optimisé	écart-type	T <sub>θ</sub>	indice de compensation
K <sub>1</sub>	0.0511	0.0011	43.94	2.69
K <sub>2</sub>	-0.3572	0.0076	-46.71	1.45
K <sub>3</sub>	3.31.10 <sup>-5</sup>	6.10 <sup>-7</sup>	56.07	2.41
Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.792	0.790	0.968	0.165
Débit	0.832	0.831	0.979	0.461
Variation de débit	0.310	0.308	0.939	0.034
Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.678	0.481	0.658	3.910
Variation de débit	0.419	0.402	1.254	0.003

Comme pour la FP n° 7, dans le cas d'un crue multi-pic, le second pic de crue est souvent sur-estimé. Ceci est imputable à la modélisation de  $a_i$  qui ne peut que croître sur un épisode. Afin de remédier à ce problème, on va autoriser  $a_i$  à décroître quand les pluies sont assez faibles pour ne pas contribuer à la recharge du réservoir. On va introduire un seuil à optimiser pour les pluies qui n'agissent pas sur  $a_i$  et définir:

10 FP n°10  $a = K_3 \cdot PCU^{K_4}$

avec  $PCU_i = PCU_{i-1} + PB_i$  si  $PB_i > \text{seuil} = K_5$

et  $PCU_i = PCU_{i-1} \cdot e^{-\alpha_i}$  si  $PB_i < K_5$

en donnant  $\alpha_i$  comme celui modélisé précédemment avec  $K_1$  et  $K_2$ .

Cette nouvelle structure à cinq paramètres nous donne un calage un peu moins bon (0.823 en débit). L'utilisation d'un seuil ne nous permet pas de calculer la variance des paramètres et les indices de sensibilité. Le fait de faire décroître  $a_i$  permet de simuler la diminution de ruissellement quand les pluies baissent en intensité.

Il est intéressant de noter que le seuil optimisé est proche de zéro. Ceci permet de faire l'économie d'un paramètre.

Appliquée en validation cette structure est plus robuste que les autres (on a 0.765 en débit, 0.381 en variation de débit).

Tableau IV.10 Optimisation de la FP n°10 par la méthode du Simplex	
	valeur du paramètre optimisé
K <sub>1</sub>	0.0399
K <sub>2</sub>	-0.3565
K <sub>3</sub>	0.0003
K <sub>4</sub>	0.6418
K <sub>5</sub>	0.5906

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.787	0.786	1.024	-0.120
Débit	0.825	0.823	1.029	-0.636
Variation de débit	0.317	0.312	1.137	0.026
Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.768	0.765	0.956	0.129
Variation de débit	0.459	0.383	1.688	-0.029

Connaissant le rôle important de  $Q_0$  pour  $\alpha_i$ , on a tenu à revenir à une formulation où il varie temporellement en introduisant la pluie cumulée  $PCUM_i$  comme variable interne. On suppose dans ce cas que l'infiltration diminue en fonction de l'apport des précipitations sur le bassin selon l'expression:

$$\alpha_i = K_1 \cdot (Q_0 \cdot PCUM_i)^{K_2}$$



11 FP n°11  $a_i = K_3 \cdot PCUM_i^{K_4}$

Cette structure donne des résultats corrects (0.839 d'efficacité en débit). Les indices de compensation sont assez élevés: il est vrai qu'on a employé deux fois la pluie cumulée pour  $a_i$  et  $\alpha_i$ . En validation, cette formulation n'est pas très robuste puisqu'on a 0.653 en débit.

Tableau IV.11 Optimisation de la FP n°11 par la méthode du Simplex				
	valeur du paramètre optimisé	écart-type	$T_\theta$	indice de compensation
$K_1$	0.4895	0.0231	21.14	5.81
$K_2$	-0.3403	0.0070	-48.26	5.09
$K_3$	0.0006	$7.38 \cdot 10^{-5}$	8.73	15.93
$K_4$	0.5465	0.0182	29.98	16.96

Echantillon de calibration				
	$R^2$	Efficacité	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.800	0.800	1.017	-0.082
Débit	0.840	0.839	1.025	-0.515
Variation de débit	0.325	0.325	1.024	0.026
Echantillon de validation				
	$R^2$	Efficacité	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.716	0.653	0.790	1.812
Variation de débit	0.439	0.389	1.506	-0.019

12 FP n°12  $a_i = K_3 \cdot PB_i^{K_4}$

On remarque à nouveau que la pluie brute favorise une structure plus identifiable (Tab. IV.12). L'intérêt de cet essai n'est pas tellement ses performances en calibration (0.758 d'efficacité en débit) mais plutôt sa bonne reproductibilité en validation. Jusqu'à présent, on n'a pas pu identifier une formulation donnant de tels résultats (0.780 en débit, 0.407 en variations de débit). Les critères en validation pour les variations de débit sont d'ailleurs supérieurs à ceux de la calibration.

Tableau IV.12 Optimisation de la FP n°12 par la méthode du Simplex				
	valeur du paramètre optimisé	écart-type	$T_\theta$	indice de compensation
$K_1$	0.4348	0.0253	17.12	5.40
$K_2$	-0.4032	0.0096	-41.71	5.11
$K_3$	0.0070	0.0006	11.77	9.80
$K_4$	0.2361	0.0235	10.04	9.17

Echantillon de calibration				
	$R^2$	Efficacité	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Lames efficaces	0.736	0.725	1.102	-0.446
Débit	0.770	0.758	1.098	-1.853
Variation de débit	0.299	0.295	1.132	-0.002
Echantillon de validation				
	$R^2$	Efficacité	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.750	0.727	1.160	3.918
Variation de débit	0.417	0.353	1.648	-0.069



## **ANNEXE V**

**REAL COLLOBRIER  
GARDON D'ANDUZE  
MAURETS  
VALESCURE**

**Tableaux des 4 fonctions de production retenues  
Sont inclus les valeurs des paramètres des FP  
et les coefficients des FT obtenus par optimisation et fonction-retard  
ainsi que les critères de qualité.**



Tableau 1 Fonction de production n°7 définie par

$$\alpha_i = K_1 \cdot Q_0^{K_2}$$

$$a_i = K_3 \cdot PCUM_i^{K_4}$$

REAL COLLOBRIER

1.1 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeurs des paramètres optimisés				
K <sub>1</sub>	0.0532			
K <sub>2</sub>	-0.3581			
K <sub>3</sub>	0.0002			
K <sub>4</sub>	0.7514			
Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.857	0.857	1.009	-0.176
Variation de débit	0.503	0.500	1.062	0.027
Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.737	0.676	0.791	1.983
Variation de débit	0.461	0.445	1.232	0.002

1.2 Reconstitution des crues par la fonction-retard.

Valeurs des paramètres optimisés				
K <sub>1</sub>	0.0530			
K <sub>2</sub>	-0.3584			
K <sub>3</sub>	0.0001			
K <sub>4</sub>	0.7522			
K <sub>5</sub>	3.7001			
Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.857	0.857	1.009	-0.178
Variation de débit	0.483	0.482	1.046	0.028
Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.736	0.675	0.790	1.987
Variation de débit	0.484	0.462	1.269	0.000



# GARDON D'ANDUZE

## 1.3 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.1658
K <sub>2</sub>	-0.1155
K <sub>3</sub>	0.0005
K <sub>4</sub>	0.6220

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.831	0.831	1.006	-0.975
Variation de débit	0.388	0.307	1.045	0.319

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.883	0.655	1.489	10.265
Variation de débit	0.359	0.336	1.304	1.743

## 1.4 Reconstitution des crues par la fonction-retard

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.1683
K <sub>2</sub>	-0.1158
K <sub>3</sub>	0.0057
K <sub>4</sub>	0.6246
K <sub>5</sub>	3.7125

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.831	0.831	1.006	-0.958
Variation de débit	0.403	0.397	1.132	0.306

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.882	0.655	1.488	10.424
Variation de débit	0.384	0.348	1.424	1.728

# MAURETS

## 1.5 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.0661
K <sub>2</sub>	0.1851
K <sub>3</sub>	0.0001
K <sub>4</sub>	0.1008

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.767	0.765	0.985	0.082
Variation de débit	0.264	0.264	0.948	0.001

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.582	0.447	1.530	-0.062
Variation de débit	0.117	0.115	1.105	0.003

# VALESCURE

## 1.6 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.0374
K <sub>2</sub>	-0.0070
K <sub>3</sub>	0.0002
K <sub>4</sub>	0.6514

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.789	0.786	0.976	0.138
Variation de débit	0.174	0.174	0.946	0.000

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.740	0.661	1.334	-0.115
Variation de débit	0.351	0.330	1.309	0.002



Tableau 2 Fonction de production n°10 définie par

$$\alpha_i = K_1 \cdot Q_0^{K_2}$$

$$a = K_3 \cdot PCU^{K_4}$$

$$\text{avec } PCU_i = PCU_{i-1} \cdot e^{-\alpha_i} \text{ si } PB_i \leq \text{seuil} = K_5$$

$$\text{et } PCU_i = PCU_{i-1} + PB_i \text{ si } PB_i > \text{seuil} = K_5$$

### REAL COLLOBRIER

#### 2.1 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeurs des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.0529
K <sub>2</sub>	-0.3586
K <sub>3</sub>	0.0002
K <sub>4</sub>	0.7510
K <sub>5</sub>	0.0200

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.857	0.857	1.009	-0.177
Variation de débit	0.503	0.501	1.034	0.028

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.736	0.675	0.790	1.987
Variation de débit	0.462	0.446	1.229	0.002

#### 2.2 Reconstitution des crues par la fonction-retard.

Valeurs des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.0419
K <sub>2</sub>	-0.3798
K <sub>3</sub>	0.0003

K <sub>4</sub>	0.6445
K <sub>5</sub>	0.7999
K <sub>6</sub>	3.9999

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.832	0.832	1.013	-0.268
Variation de débit	0.406	0.398	1.159	0.015

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.750	0.742	0.920	0.588
Variation de débit	0.470	0.422	1.471	-0.020

### GARDON D'ANDUZE

#### 2.3 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.1991
K <sub>2</sub>	-0.1476
K <sub>3</sub>	0.0004
K <sub>4</sub>	0.6913
K <sub>5</sub>	0.0404

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.848	0.847	0.980	5.963
Variation de débit	0.445	0.440	1.123	0.401

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.827	0.571	1.119	32.076
Variation de débit	0.340	0.340	1.217	1.991

#### 2.4 Reconstitution des crues par la fonction-retard

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.2676
K <sub>2</sub>	-0.1480
K <sub>3</sub>	0.0003
K <sub>4</sub>	0.7527
K <sub>5</sub>	0.4999
K <sub>6</sub>	4.6130

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.829	0.820	0.958	13.774
Variation de débit	0.383	0.381	0.943	0.456

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiéce	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.878	0.618	1.481	25.015
Variation de débit	0.538	0.478	1.484	1.865



# MAURETS

## 2.5 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.0661
K <sub>2</sub>	0.1849
K <sub>3</sub>	0.0001
K <sub>4</sub>	0.7001
K <sub>5</sub>	0.0357

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.767	0.765	0.985	0.082
Variation de débit	0.265	0.264	0.948	0.001

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.582	0.438	1.530	-0.062
Variation de débit	0.117	0.115	1.105	0.003

# VALESCURE

## 2.6 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.0335
K <sub>2</sub>	-0.0920
K <sub>3</sub>	0.00004
K <sub>4</sub>	0.8217

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.767	0.752	0.938	0.320
Variation de débit	0.239	0.237	1.096	0.000

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.783	0.552	1.601	-0.038
Variation de débit	0.429	0.354	1.701	0.002

Tableau 3 Fonction de production n°11 définie par

$$\alpha_i = K_1 \cdot (Q_0 \cdot PCUM_i)^{K_2}$$

$$a_i = K_3 \cdot PCUM_i^{K_4}$$

# REAL COLLOBRIER

## 3.1 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeurs des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.6391
K <sub>2</sub>	-0.3537
K <sub>3</sub>	0.0008
K <sub>4</sub>	0.5300

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.856	0.856	1.006	-0.117
Variation de débit	0.485	0.484	1.043	0.031

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.725	0.650	0.774	2.033
Variation de débit	0.454	0.436	1.247	0.001

## 3.2 Reconstitution des cues par la fonction-retard.

Valeurs des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.6408
K <sub>2</sub>	-0.3541
K <sub>3</sub>	0.0008
K <sub>4</sub>	0.5290
K <sub>5</sub>	0.4007

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.856	0.856	1.005	-0.112
Variation de débit	0.457	0.457	0.988	0.033

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.726	0.651	0.774	2.027
Variation de débit	0.470	0.451	1.245	0.001



# GARDON D'ANDUZE

## 3.3 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.4269
K <sub>2</sub>	-0.1216
K <sub>3</sub>	0.0010
K <sub>4</sub>	0.5462

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.832	0.832	1.004	-0.416
Variation de débit	0.389	0.388	1.043	0.325

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.881	0.657	1.479	11.446
Variation de débit	0.357	0.337	1.288	1.752

## 3.4 Reconstitution des crues par la fonction-retard

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.2457
K <sub>2</sub>	-0.0646
K <sub>3</sub>	0.0016
K <sub>4</sub>	0.4751
K <sub>5</sub>	4.0000

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.820	0.819	1.014	-2.786
Variation de débit	0.390	0.384	1.131	0.271

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.865	0.506	1.786	-1.914
Variation de débit	0.480	0.377	1.841	1.706

# MAURETS

## 3.5 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.0145
K <sub>2</sub>	0.2163
K <sub>3</sub>	0.0004
K <sub>4</sub>	0.8048

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.780	0.778	0.990	0.069
Variation de débit	0.263	0.262	0.952	0.001

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.591	0.448	1.539	-0.077
Variation de débit	0.114	0.111	1.140	0.003

# VALESCURE

## 3.6 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.1225
K <sub>2</sub>	-0.1912
K <sub>3</sub>	0.0007
K <sub>4</sub>	0.4827

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.843	0.842	0.982	0.092
Variation de débit	0.185	0.183	0.917	0.004

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.779	0.769	1.103	-0.054
Variation de débit	0.361	0.356	0.901	0.005



Tableau 4 Fonction de production n°12 définie par

$$\alpha_i = K_1 \cdot (Q_0 \cdot PCUM_i)^{K_2}$$

$$a_i = K_3 \cdot PB_i^{K_4}$$

REAL COLLOBRIER

4.1 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeurs des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.5670
K <sub>2</sub>	-0.4128
K <sub>3</sub>	0.0086
K <sub>4</sub>	0.2218

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.786	0.780	1.063	-1.238
Variation de débit	0.414	0.412	1.071	0.008

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.744	0.729	1.097	-2.973
Variation de débit	0.426	0.402	1.311	-0.036

4.2 Reconstitution des crues par la fonction-retard.

Valeurs des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.5658
K <sub>2</sub>	-0.4124
K <sub>3</sub>	0.0861
K <sub>4</sub>	0.2237
K <sub>5</sub>	4.1537

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.786	0.780	1.006	-1.247
Variation de débit	0.412	0.407	1.132	0.006

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.751	0.734	1.110	3.230
Variation de débit	0.467	0.423	1.444	0.047

GARDON D'ANDUZE

4.3 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.4119
K <sub>2</sub>	-0.1669
K <sub>3</sub>	0.0129
K <sub>4</sub>	0.4232

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.741	0.739	1.034	-7.381
Variation de débit	0.352	0.347	1.137	0.181

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.859	0.677	1.517	26.126
Variation de débit	0.322	0.308	1.249	1.388

4.3 Reconstitution des crues par la fonction-retard

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.4175
K <sub>2</sub>	-0.1675
K <sub>3</sub>	0.0127
K <sub>4</sub>	0.2335
K <sub>5</sub>	3.7410

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.740	0.738	1.034	-7.318
Variation de débit	0.365	0.354	1.211	0.162

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficienc	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.859	0.677	1.516	10.257
Variation de débit	0.353	0.326	1.369	1.138



# MAURETS

## 4.5 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.0038
K <sub>2</sub>	0.2281
K <sub>3</sub>	0.0031
K <sub>4</sub>	0.1869

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.697	0.665	1.210	-0.418
Variation de débit	0.212	0.206	1.097	-0.006

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.556	0.529	1.210	-0.290
Variation de débit	0.112	0.109	1.178	-0.003

# VALESCURE

## 4.6 Reconstitution des crues par la fonction de transfert optimisée par le Simplex.

Valeur des paramètres optimisés	
K <sub>1</sub>	0.1025
K <sub>2</sub>	-0.2798
K <sub>3</sub>	0.0177
K <sub>4</sub>	0.0428

Echantillon de calibration				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.777	0.769	1.070	-0.272
Variation de débit	0.181	0.181	1.059	-0.002

Echantillon de validation				
	R <sup>2</sup>	Efficiency	Pente droite d'ajustement A	Ordonnée à l'origine B
Débit	0.802	0.769	1.073	-0.345
Variation de débit	0.314	0.314	1.058	0



## THESE de DOCTEUR 3e CYCLE

*Titre de l'ouvrage :*

**ANALYSE DE LA VARIABILITE DE LA FONCTION  
DE TRANSFERT D'UN BASSIN VERSANT ET  
DEVELOPPEMENT D'UN MODELE CONCEPTUEL  
FAIBLEMENT PARAMETRE : LE MODELE STORHY**

*Nom de l'auteur :*

**Jean-Marc NEYRET - GIGOT**

*Etablissement :*

**Université Joseph Fourier**

### RESUME

Cette étude entre dans le cadre de l'approche globale de la relation pluie-débit décomposant les mécanismes de transformation de la pluie en débit en Fonction de Transfert et Fonction de Production. On s'interroge sur l'aptitude des fonctions de transfert de type Hydrogramme Unitaire à bien reproduire les débits.

En un premier temps, on cherche pour cela à identifier, sur un bassin méditerranéen du Sud de la France et sur un bassin sahélien, quels sont les facteurs provoquant la variabilité de la Fonction de Transfert. En utilisant une approche corrélative ainsi que la méthode DPFT, on montre que la Fonction de Transfert, surtout dans sa phase décroissante, est sensible aux conditions antérieures et à la pluviométrie de l'épisode ; le temps de montée au pic étant un élément relativement stable.

En un deuxième temps, on cherche à identifier une Fonction de Transfert débarrassée de la phase décroissante non invariante et on propose un modèle où la Fonction de Production, de type réservoir, explique la phase de récession des hydrogrammes. Grâce à des techniques d'optimisation adaptées et à l'emploi de tests de sensibilité, divers jeux de paramètres sont proposés et utilisés sur différents bassins versants. Les meilleures reconstitutions sont obtenues avec un réservoir à vidange non linéaire dont les caractéristiques sont liées au débit initial et à la pluie, le transfert se réduisant à un simple décalage.

Ce modèle conceptuel simple et faiblement paramétré fournit des résultats intéressants et offre la possibilité de développements futurs.

### MOTS CLES

Modélisation pluie-débit ; Identification DPFT ; Fonction de Transfert ; Fonction de Production ; Modèle de Production de type réservoir ; Transfert isochrone ; Algorithmes d'optimisation ; Analyse de structure.